# 第四纪地质

曹家欣编著

# 第 四 纪 地 质

曹 家 欣 编著

商 务 印 书 馆
1983 年 · 北京

# 第四纪地质

曹家欣编著

商务印书馆出版

（北京王府井大街36号）

新华书店北京发行所发行

北京第二新华印刷厂印刷

统一书号：12017·275

1983年2月第1版　　开本787×1092 1/16

1983年2月北京第1次印刷　　字数274千

印数5,000册　　印张$14^{1}/_{2}$

定价：1.55元

# 前　言

本书是第四纪地质学的一本综合参考书，是在作者多年从事第四纪地质教学和科研工作的基础上编写的，内容包括第四纪沉积物、第四纪地层、第四纪古生物、第四纪古气候及第四纪海面变迁等问题。全书以论述中国第四纪地质为主，并兼顾了带有全球性的第四纪问题。本书一方面总结了作者从事第四纪研究的一些粗浅体会，阐述了一些个人的观点，并对中国第四纪地质研究中几个重大问题也进行了初步探讨；另方面引用了国内外第四纪研究者的大量资料，加以分析概括阐述，有些内容是属于新资料和新成果的介绍。在所引用的资料中重点参考了刘东生等有关第四纪地质及中国黄土的专著，科学院古脊椎动物所关于哺乳动物化石鉴定手册，以及其它的有关资料。本书涉及的第四纪 地质内容比较多，可作为综合大学地理系、地质系以及地质院校的有关专业的参考书，也可供从事第四纪研究和工程建设等方面的工作者参考。

本书在编写过程中得到北京大学地理系王乃樑教授的热情指导，并审阅了部分章节；杨子赓同志系统审阅了全部内容，吕遵谔同志审阅了第四纪哺乳动物化石一章。在此谨致衷心谢意！由于作者水平所限，错误及不妥之处在所难免，敬请读者批评指正。

作　者

1981 年 8 月

# 目　录

# 第一章 绪论

## 一、第四纪的基本概念

第四纪是地质发展史中最新的一章,是地质历史的短暂一瞬,被人们称为地球的近代史。地质历史从老到新分为:太古代、元古代、古生代、中生代和新生代。新生代又分为第三纪和第四纪。第四纪所占据的时间,经同位素年龄测定约为200多万年,这是根据真马动物群的出现作为第四纪的开始;若以东非人的出现作为第四纪的开始,则其年龄约为300多万年。但是在这短暂的地质时期中,自然界发生了一系列重大事件,其中最引人注目的有:第四纪古气候的变冷与冷暖波动,及其所导致的多次冰期与间冰期、多次全球性的海面升降;第四纪生物界的演化和大规模迁徙;人类及其文化的发生和发展;第四纪期间的构造运动和火山活动等。

第四纪地质学是研究第四纪期间各种地质事件的科学。研究第四纪对于了解和研究现在的自然环境以及人类的发生和发展具有重要意义。科学技术的发展和人类生产实践的日益丰富,对于第四纪地质历史的认识不断加深,研究方法和研究手段逐渐完善,不论在第四纪地层学、年代学、古气候学、第四纪沉积学、新构造运动学、以及古人类学诸方面均有很大进展。在我国,随着社会主义各项建设事业的发展,如大面积地下水的普查与勘探,石油资源的开发,大型水利工程和铁路的建设,都有力地推动了第四纪地质学的研究和发展;而第四纪地质研究的逐步深入,又为生产建设提供了更为丰富精确的资料和理论依据。

第四纪地质学是一门综合性的地质科学,它研究的对象和内容十分繁多。因此,第四纪地质学与其它有关学科的关系非常密切,尤其是地貌学、气候学、地史学、古生物学、考古学、沉积岩石学及新构造学等等,都与之紧密相关。

第四纪(Quaternary)这个名称是在1829年首先由法国学者德努瓦耶(J. Desnoyers)提出来的。1839年英国著名地质学家赖尔(C. Lyell)提出更新世(Pleistocene)一词,并提出Recent epoch,即全新世(Holocene)这个名称。关于这些名称的含义和用法,经过多次修改和讨论,基本上取得了较统一的概念。目前把第四纪(系)分为两个世(统),即:更新世(统)和全新世(统),更新世又分为:早更新世、中更新世和晚更新世。

## 二、第四纪地质学研究的主要内容

第四纪地质历史阶段中所发生的各种重大地质与古地理事件，都属于第四纪地质学研究的范畴。从生物界到无机界，从大气循环到地壳变动，都是第四纪地质学研究探讨的对象。因此，第四纪地质学的内容丰富多采。随着科学的发展，有些内容已经逐步独立成为第四纪的分支学科，如古人类学、新构造学、古气候学等。

目前，第四纪地质学研究的主要内容有下列几方面：

### I. 第四纪沉积物

人们生活在陆地表面，随时随地都与第四纪沉积物接触，无论是工农业生产或日常生活都离不开它。第四纪陆相沉积物，由于它们形成的时间很短，绝大部分尚未固结成岩，而保持松散状态，类型复杂，变化多端，所以在鉴别其成因类型方面，还存在着一定的困难和问题，尤其是第四纪冰川堆积物、泥石流堆积物以及洪积物，它们在某些特征上常有类似之处，不易区分。如何正确地区别不同类型沉积物，并揭示它们的形成过程，是第四纪研究中的一项重要理论课题，也是重建古气候和古地理环境的重要依据。

以前限于科学技术水平，人们仅仅对陆相沉积有较多的认识，而对于广阔大洋底部的沉积物却极少了解。近年来，许多国家要开发海洋资源，海洋钻探及物探技术迅速提高，获取海洋沉积物的手段不断完善，有关海洋沉积的资料日益丰富，这对研究第四纪以来海洋盆地的发展变化创造了有利条件，人们对大洋有了更深刻的了解。

在我国第四纪沉积物研究中，具有代表性的如北方的黄土、北方各山间盆地的古湖泊沉积、华北平原的河流沉积及湖沼沉积、东部地区的海相沉积及海陆过渡相沉积、南方的红土及洞穴堆积等等，其中，特别是对黄土的研究已取得了巨大成果。但是，还有许多第四纪沉积问题尚待深入研究。

### II. 第四纪地层的划分和对比

划分第四纪标准地层和建立地层表是第四纪地质学的一个基本问题。目前还缺乏全球性的第四纪地层对比，但各个国家已不同程度地提出了自己国家的区域地层表。我国在近几年也陆续建立了各大区的第四纪地层表。

第四纪虽然只有200多万年左右的历史，但是自然界的发展和变化十分显著。因此，第四纪仍然可以划分出不同的发展阶段。第四纪期间沉积下来的各种松散沉积物，都是按时间先后顺序堆积而成的，也就是说第四纪沉积层都有一定的沉积层序。区分第四纪

地层层序，并进行对比，是研究第四纪地质的主要基础。在这个基础上才能进行有关第四纪其它方面的研究。第四纪地层的划分对于生产建设是非常重要的。例如，在进行地下水的勘探中就必须弄清含水层和隔水层；在工程建设上也必须区分哪些是有害层，哪些是有益于工程建设的地层。

在第四纪地层划分中存在着一个很重要的问题，就是关于划分第三系和第四系的界限。1948 年在伦敦召开的第十八届国际地质会议上，曾建议将意大利北部的陆相维拉弗朗组（Villafranchian）和海相的卡拉布里组（Calabrian）定为早更新世的标准地层，其底界即作为第四系的下界。在中国，以北方的泥河湾组作为早更新世的标准地层。但是第四系的下限至今尚未彻底解决，这是因为划分第四纪地层的依据和标准尚不统一，是以气候变冷为准呢，还是以哺乳动物群的新属种的出现为准呢？随着第四纪年代学及其它新技术的广泛应用，在确定第四系下限和划分第四系分层方面仍取得了良好成果。

### III. 第四纪古气候

这是一个非常引人兴趣的研究课题。在气候变迁史上第四纪古气候以显著变冷为其特征，这是区分第三纪和第四纪的明显标志之一。第四纪不仅以全球性的变冷为特征，同时又有多次的冷暖干湿波动。当某些高、中纬度及高山地区出现冰川的增长与消融交替时，在非冰川地区的中低纬度副热带高压带的北部则出现雨期（潮湿期）和间雨期（干燥期）的交替。这些变化在欧洲、非洲、北美诸大陆表现极为突出，遗留下的证据极为清楚确凿。早在二十世纪初彭克（A. Penck）和布吕克纳（E. Brückner）就在阿尔卑斯山建立了四次冰期，即恭兹（Günz）、民德（Mindel）、里斯（Riss）和玉木（Würm）冰期。这四次冰期经常被用来作为世界各地第四纪冰期对比的标准。后来在阿尔卑斯山北麓又发现了更老冰期的堆积物，这次更老的冰期命名为多瑙冰期（Donau）。近年来的研究发现，以阿尔卑斯山区的冰期作全球性的对比，存在着不少问题，如冰期的次数或冰期存在的时间各地都有较大的差别。

亚洲大陆东部（包括中国东部地区），第四纪以来气候变迁的过程和发展规律，既受全球性大气循环的影响，同时又具有区域性的特点。因为亚洲大陆东部属于东亚季风气候，这种气候类型不仅存在于今日，它的形成初始于新第三纪，发展于第四纪。所以，亚洲大陆东部第四纪的冷暖干湿变化也具有其独特之处。

中国东部的第四纪古气候研究，始于三十年代初期，当时李四光根据庐山以及中国东部其它地区的研究建立了著名的四大冰期，即鄱阳、大姑、庐山冰期，以及后来加上的大理冰期，为中国东部第四纪古气候研究开辟了新的途径。近年来不少单位又做了大量工作，提出了有关地区的冰期划分。但是，多年来对于中国东部第四纪古气候的看法一直存在

着较大分歧，关于冰川的分布范围、冰碛层的判别标志、古生态等都持有不同意见。

第四纪冰期和间冰期的更替，直接引起了多次全球性的水动型海面升降，据现有资料研究，当玉木冰期全盛时（距今15,000—17,000年前），全球海面比现今海面低130米左右，当时各大陆的大陆架几乎大部分出露在海面以上，中国和日本列岛相连，亚洲的楚克奇半岛和北美洲的阿拉斯加半岛间的白令海峡也变成著名的陆桥，成为两大陆动植物群交往迁徙的通途。

第四纪古气候研究的内容极为丰富，历届国际第四纪会议都把第四纪古气候的讨论列在突出的位置。第四纪古气候的研究不仅在探讨气候变迁的规律和原因方面具有重要的理论意义，而且在生产实践中也有重要的实际意义，特别是在长期天气预报中，深入探讨第四纪以来气候发展的规律，有利于预测今后气候发展的趋势，对人类生活和工农业生产都有密切关系。近年来的天气异常现象是什么原因造成的？是属于第四纪最后一次冰期中的间冰阶的波动呢，还是属于冰后期的变化呢？这是古气候学者和气候学者共同关心的理论问题。

总之，第四纪以来古气候的波动对自然界产生了巨大影响，特别是生物界的演化、地表形态的发展等，都直接受气候条件控制。

### IV. 第四纪生物界

研究第四纪期间生物界的演化与发展是第四纪的重要内容，特别是哺乳动物的演化直接关系到人类的出现，同时第四纪哺乳动物演化的阶段性是划分第四纪地层的主要依据。第四纪植物群的演替与组合，是恢复古气候的重要标志。在海洋中第四纪无脊椎动物群和微体生物群的组合，可以反映大洋中古气候及古海水温度变化的情况。近年来第四纪海洋微体生物群的研究进展很快，为了解第四纪以来大洋环境的变迁提供了重要依据。

### V. 第四纪地壳运动

第四纪虽然短暂，但地壳运动始终在进行着，而且在有些地区还很活跃，特别是火山活动和地震直接影响到人类的生产和生活，这是第四纪研究的重要内容之一。中国近年来发生的几次强烈地震就是第四纪以来地壳运动的直接表现。针对当前地震发展的趋势，深入研究第四纪地壳运动，尤其是全新世地壳运动，具有极其重要的意义。

第四纪地质学研究的内容丰富繁多，除了上面列举的几方面外，还有很多重要研究内容，这里不再一一赘述。

## 三、第四纪地质学的研究方法和意义

第四纪地质学是一门综合性学科，其研究方法比较多样，但概括起来不外乎野外调查、实验室分析以及综合整理。具体地说包括沉积岩相法，生物地层法，地貌法，古土壤法，微体古生物法，孢粉法，考古学方法，以及年龄测定法等。通过这些研究方法，区分不同阶段的第四纪地层及其沉积环境的特征。但是由于研究内容的不同，所使用的方法也有所侧重。在研究第四纪地层时，经常使用上述前几种方法和年代测定法，其中生物地层法和地貌法往往结合使用。第四纪古气候的研究应当建立在地层及沉积岩相的基础上，并着重采用孢粉分析法，因为植物群的生态是气候环境的指示物，通过不同层位的孢粉分析和鉴定，可以恢复气候条件和古地理环境的变迁。考古学方法是第四纪地质研究中经常使用的方法，因为第四纪是人类及其文化发生和发展的时代，它们遗留在地层中的遗迹十分丰富，根据人类及其文化发展的不同阶段进行地层划分，是第四纪独有的研究方法。

值得强调提出的是，同位素年代测定学的发展，大大推进了第四纪地质的研究。目前较为广泛应用的同位素年代测定法有 $C^{14}$ 法、钾氩法、铀系法、沉降核类法、热发光法和裂变径迹法等。这些方法的应用对第四纪断代方面起了决定性的作用，引起各国有关研究部门的极大重视。1957 年国际第四纪会议组织了同位素年龄的专门研究委员会，以后历届国际第四纪会议都设立专门的议题，第四纪年代学得到了迅速发展。

此外，古地磁法在第四纪研究中也被广泛应用，并制定了比较完善的 450 万年以来的地磁极性时期表，为全球性第四纪地层的对比开辟了新的途径。

第四纪地质学是地质科学的重要组成部分。对第四纪地质学的研究，在实践上和理论上都有重要意义。第四纪沉积物的研究，为水文地质，工程建设，砂矿、石油勘探和开发提供了科学依据和基本资料，这在国民经济建设中将起很大作用；同时进行第四纪地质学的研究，有助于探讨一些基础理论问题，如第四纪古气候的变迁及其原因，第四纪生物界的演化过程、各种地质作用与沉积物发育的规律等。

在我国，随着社会主义经济建设的开展，在寻找砂矿、开发地下水资源和各项工程建设等方面，日益要求对第四纪沉积物和第四纪地层进行深入研究，以便为生产建设提供可靠的资料。近年来，在华北平原特别是河北平原，为了更合理地开采地下水源，其中一个重要研究项目就是关于第四纪的分层和沉积相的划分问题。由于地下水主要埋藏于第四纪松散沉积层中，无论地下水的储量、水质、分布层位和分布范围等，都和第四纪地层有直接的密切关系。譬如，和海相地层有关的地下水，对于工农业和生活用水都不利，与古河道沉积层有关的地下水，对于工农业用水非常有利，因而就必须对第四纪地层进行详细的

相的分析和地层的划分，以便找到优质地下水资源。

在大型工程建设中同样有许多和第四纪有关的问题需要解决，譬如，太焦（太原到焦作）铁路穿越太岳山的某些地段，恰好经过新生代地层的分布区，而且这个地区又以上新统湖相沉积的粘土为主，这套地层受后期新构造运动的影响发生了明显的倾斜，而且层理极为发育。因此，沿着已倾斜了的层理面，再加上断层活动的触发，于是在这一带就出现了许多顺层面滑动的大型滑坡，对铁路修建造成了严重威胁。针对这样的工程地质条件必须进行合理的恰当的工程处理，而工程处理又必须在掌握了滑坡发生的基本规律之后，才能进行有效治理。这样就需要对发生滑坡的地层进行研究，找出发生滑坡地层的层位和时代，岩性特征，工程性质，以及它们的空间分布规律，以便在铁路选线和施工中进行有效的设计和防治。

在地震的中长期预报中要研究新构造运动的问题，尤其是全新世以来的新构造运动更有现实意义。新构造运动主要是第四纪以来的地壳运动，需要通过对第四纪沉积，第四纪地层，第四纪的海面变迁等等方面进行研究，确定新断裂的活动情况，构造线的排列方向，以便为预报地震提供有关地质资料。

## 四、第四纪地质学研究简史

早在十八世纪末，欧洲的一些学者就从事于冰川堆积物及冰期的研究，首先由瑞士学者研究了阿尔卑斯山区的冰川及其堆积物，同时大陆冰川漂砾也引起了人们的注意和研究兴趣，有人提出在斯堪的那维亚曾存在过大冰川。在当时的许多著作中虽已涉及我们现在所理解的第四纪堆积物，但那时并没有把它们明确地从老地层中划分出来。1828 年以后瑞士学者亚加息兹(L. Agassiz)根据在阿尔卑斯山区的研究，认为冰川堆积物不仅分布在山区，而且也分布在平原，这说明古代冰川曾经到达过欧洲平原。1825 年法国学者德努瓦耶(J. Desnoyers)将巴黎盆地的地层划分出第三系和第四系，并于 1829 年提出了第四纪(Quaternary)这个名称。于是在十九世纪初开始把年青的第四纪地层单独地划分出来了。

在欧洲，第四纪地质学的发展，主要是在研究阿尔卑斯及斯堪的那维亚冰川的基础上而发展起来的。阿尔卑斯山区是 19 世纪末和 20 世纪初第四纪冰川研究的中心，后来有关第四纪冰碛的分层和第四纪年表的划分均与阿尔卑斯山的冰川研究分不开。研究阿尔卑斯山第四纪冰川的著名学者有彭克和布吕克纳，他们的研究阐明了冰川地层的多期性及冰川活动的多次性。研究阿尔卑斯山的地质学家们奠定了研究第四纪冰川和第四纪地质的基础。

北欧的斯堪的那维亚学派，对第四纪地质学的发展有重要影响。该学派以研究大陆冰川和冰后期的气候为其特点。瑞典学者 De Geer 应用冰川纹泥法研究冰碛层的分层和年龄。北欧学者还首创了孢子花粉分析法，用以研究第四纪地层和第四纪古气候，特别是对冰后期的古气候研究，取得了重要成果，并被各国学者所承认。布列特(A. Blytt)和色尔南德(R. Sernander)根据孢粉谱建立了冰后期的气候期，至今被世界各国所采用。

德国学者采用美国人提出的大地均衡说来解释斯堪的那维亚半岛第四纪时期的升降运动，并提出升降运动是因冰川进退所引起的。德国学者对第四纪陆生动植物化石进行了系统研究，特别对哺乳动物化石的研究很有成果。此外，他们在古气候学、考古学、古人类学方面也作出许多重要贡献。

美国的第四纪地质学家进行了更为广泛的研究，无论是冰川地层、湖相地层、古生物、古气候、新构造等方面都取得了显著成绩。特别是在应用新技术方面取得了新进展，大大推动了第四纪年代学、古气候学、古海洋学的研究。深海钻探为研究大洋盆地的古气候变迁提供了有利手段，年代学的发展，使之有条件建立大洋中各时期的气候变迁曲线以及进行大区域性的地层对比。

苏联的第四纪地质学者对欧洲及西伯利亚的第四纪冰川、冻土、黄土、风化壳、第四纪沉积物的成因类型划分及第四纪地质制图、新构造等方面，均取得很大进展。

中国第四纪地质学的研究，开始于 19 世纪末和 20 世纪初，当时一些中外学者在部分地区进行了初步考察，对黄河流域分布甚广的黄土给予了相当的注意。如德国人李希霍芬(F. Richthofen)对中国的黄土作了较广泛的调查，并提出黄土的成因是风力作用的结果，但他对黄土厚度的估计是不正确的。俄国人奥布鲁契夫(B. A. Обручев)在中国西北地区作了广泛调查，他认为中国的黄土是典型的风积物。20 世纪初期美国人维理士(B. Willis)、巴尔博(G. B. Barbour)和瑞典人安特生(J. G. Anderson)等对中国北方地区的新生代地质及地文期作了较多的工作，并提出了一些新见解。20 世纪早期对新生代地层进行了较多的研究，安特生于 1923 年发表的《中国北部之新生界》一书，较全面地论述了华北的新生代地层。

中国学者对第四纪地质学有重大贡献的有李四光、杨钟健、裴文中、刘东生等人，他们对第四纪冰川、古生物地层、古人类和考古、以及古地理等方面都有卓越的成就。李四光教授在中国东部第四纪冰川的研究中提出了独特的见解，建立了中国长江流域第四纪冰期，为后来研究中国东部第四纪冰期奠定了基础。杨钟健、裴文中教授在中国华北、西北等地发现和建立了许多著名的标准地点及标准地层，如保德组、静乐组、周口店组、萨拉乌苏组等。北京猿人第一个头盖骨的发现者就是裴文中教授。他们早年的许多著作至今仍是第四纪地质研究者的重要参考文献。在解放前的中国，第四纪地质的研究虽然有一定成

绩，但作为一门独立学科尚未形成。

新中国成立以来，第四纪地质学的研究得到迅速发展，并在许多方面都取得了重大成果。值得提出的有：黄土地层和黄土岩性的研究；平原区及山间盆地区第四纪地质的研究；滨海及浅海大陆架的研究；古气候及古海面的研究；第四纪古生物的研究，包括哺乳动物群、古植物及孢粉、微体古生物等方面都取得了很大进展；全国各大区编制了第四系地层表。近年来对全新统和上更新统的研究进展更为迅速。年代学技术的引进和使用，为第四纪地质学开辟了新的途径，解决了许多地层界限的重大问题。

## 五、国际第四纪研究简况

国际第四纪会议开始于1928年，当时参加哥本哈根国际地质会议的波兰代表提议成立一个研究北欧第四纪的国际组织，以便进行研究。与会的奥地利代表建议把该组织扩大到整个欧洲，每个国家派一代表参加协会，会议每四年召开一次。在第二次会议上奥地利代表又提出把协会的范围扩大到世界各国，于是产生了国际第四纪联合会（INQUA）。1933年在华盛顿召开的国际地质会议上，国际第四纪联合会得到了正式承认，至今共召开了十一次会议。会议上讨论的问题有：第四纪地层、第四纪古气候、第四纪环境、新构造运动、第四纪古生物、海面变迁以及第四纪年代学等。

目前，世界各国对第四纪的研究很重视，都设立了综合的第四纪研究机构。美国的第四纪地质工作主要在地质调查所及各大学的地质系进行，如华盛顿大学设有第四纪研究所，有些大学设立了第四纪学系。1969年成立了美国第四纪委员会，并有专门刊物《第四纪》及《第四纪研究》，其它地学刊物上也大量刊登第四纪文章。法国科学院设有第四纪地质研究所，并设有第四纪委员会，出版《法国第四纪委员会会志》、《孢子与花粉》等刊物。欧洲其它国家，特别是北欧诸国第四纪研究卓有成绩，尤以全新世（冰后期）的研究更负盛名。这些国家都设有第四纪研究机构和出版物，大学里设有第四纪地质系。日本的第四纪研究在最近十几年发展很快，设有日本第四纪学会，学术活动非常频繁，并创立刊物《第四纪研究》。日本对第四纪地壳变动、海岸线、火山等方面的研究，在国际上占重要地位。

中国第四纪研究委员会成立于1957年，出版刊物《中国第四纪研究》。全国性学术讨论会已召开过三次，最近一次是1979年召开的。在这次大会上宣布了国际第四纪联合会接纳中国为会员国。

# 第二章　第四纪沉积

第四纪沉积是研究第四纪时期各种地质作用和划分第四纪地层的基础，是重建古地理的依据，是第四纪各种矿产的贮存场所。无论是研究地层、古生物、古气候或新构造，首先必须从第四纪沉积研究着手。

第四纪沉积系指第四纪时期，由各种地质作用所形成的沉积物。第四纪沉积物，由于形成的时间较短，尚未固结成岩，一般仍保持松散状态。第四纪陆相沉积物，成因复杂，类型繁多，有些过渡类型不易区分；沉积层厚度不一，薄者数米，厚者可达数百米；沉积物的成分、结构和颜色也各不相同。第四纪海相沉积特征依海水深度、海底构造和海底地貌而变化。

## 一、第四纪沉积物的特征

第四纪沉积物的特征主要表现在岩性和岩相方面。由于地壳发展的历史以及所处的地理位置不同，第四纪沉积物的岩性和岩相无论在空间上和时间上都有很大差别。这些差别主要表现在沉积物的成分、结构、颜色、生物化石、构造、古土壤和结核等方面。

### I. 沉积物的颗粒成分

碎屑颗粒的大小称为粒度，用颗粒直径表示。粒度是沉积物最醒目的特征，是沉积物分类的主要依据。粒级的划分方法，通常采用十进制或 2 的几何级数制，以及许多其它分类法（见表 2—1）。表中所示的三种分类法的粒级界限存在某些差别，不论砾和砂，砂与粉砂，以及粉砂和粘土的界限都不相同。其原因是划分粒级的根据不同。例如，砾与砂的界限，如以 2 的几何级数分类，界限划在 2 毫米处，而十进制分类则将界限划在 1 毫米。前者认为水动力的转折点为 2 毫米，后者认为并不固定在 2 毫米处，而在 1 毫米处。

在第四纪沉积物研究中，一般采用第三种分类法，即以 2 毫米作为砾与砂的分界，以 0.05 毫米作为砂与粉砂的分界，以 0.005 毫米作为粉砂与粘土的分界。粒级的划分方法随研究对象而不同，考虑问题的出发点也不一样，所以上述三种分类法各有其特点。

表 2—1 沉积物粒度分级表(据《沉积岩》)

| 十进制 | | | 2的几何级数制 | | | 其它分类 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 粒级划分 | | 颗粒直径 (mm) | 粒级划分 | | 颗粒直径 (mm) | 粒级划分 | | 颗粒直径 (mm) |
| 砾 | 巨砾 | >1000 | 砾 | 巨砾 | >256 | 砾 | 巨砾 | >1000 |
| | 粗砾 | 1000～100 | | 中砾 | 256～64 | | 粗砾 | 1000～100 |
| | 中砾 | 100～10 | | 砾石 | 64～4 | | 中砾 | 100～10 |
| | 细砾 | 10～1 | | 卵石 | 4～2 | | 细砾 | 10～2 |
| 砂 | 粗砂 | 1～0.5 | 砂 | 极粗砂 | 2～1 | 砂 | 极粗砂 | 2～1 |
| | 中砂 | 0.5～0.25 | | 粗砂 | 1～0.5 | | 粗砂 | 1～0.5 |
| | 细砂 | 0.25～0.1 | | 中砂 | 0.5～0.25 | | 中砂 | 0.5～0.25 |
| 粉砂 | 粗粉砂 | 0.1～0.05 | | 细砂 | 0.25～0.125 | | 细砂 | 0.25～0.1 |
| | 细粉砂 | 0.05～0.01 | | 极细砂 | 0.125～0.0625 | | 极细砂 | 0.1～0.05 |
| 粘土 | | <0.01 | 粉砂 | 粗粉砂 | 0.0625～0.0312 | 粉砂 | 粗粉砂 | 0.05～0.01 |
| | | | | 中粉砂 | 0.0312～0.0156 | | 细粉砂 | 0.01～0.005 |
| | | | | 细粉砂 | 0.0156～0.0078 | 粘土 | | <0.005 |
| | | | | 极细粉砂 | 0.0078～0.0039 | | | |
| | | | 粘土 | | <0.0039 | | | |

对粒级的另一种划分法是采用粒径的对数值表示，目前广泛使用的 $\Phi$ 值是克鲁宾根据伍登—温德华的粒级标准通过对数变换而来，定义为：$\Phi=-\log_2 d$

式中 $d$ 是颗粒直径，单位为毫米。

表 2—2 温德华的粒级分类及其与$\Phi$值的关系

| 粒级名称 | | 粒径（毫米） | 对应的$\Phi$值 |
|---|---|---|---|
| 砾石 | | 32 | −5 |
| | | 16 | −4 |
| | | 8 | −3 |
| | | 4 | −2 |
| | | 2 | −1 |
| 砂 | 极粗砂 | | |
| | | 1 | 0 |
| | 粗砂 | | |
| | | 1/2 (0.5) | +1 |
| | 中砂 | | |
| | | 1/4 (0.25) | +2 |
| | 细砂 | | |
| | | 1/8 (0.125) | +3 |
| | 极细砂 | | |

续表

| 粒级名称 | | 粒径（毫米） | 对应的Φ值 |
|---|---|---|---|
| | | 1/16 (0.063) | +4 |
| 粉砂 | 粗粉砂 | 1/32 (0.0315) | +5 |
| | | 1/64 (0.0157) | +6 |
| | 细粉砂 | 1/128(0.0078) | +7 |
| | | 1/256(0.0039) | +8 |
| 粘土 | | 1/512(0.0020) | +9 |
| | | 1/1024 (0.0010) | +10 |

温德华粒级是以1毫米为基数，公比为2的等比级数，它的特点是粒度愈大，粒级间距愈大；反之，间距愈小。这样划分粒度是适宜的，对于砾石级来说几微米的差异是微不足道的，但对于粉砂和粘土颗粒，这种差异就成了划分粒级的依据。温德华粒级所对应的$\Phi$值呈等差级数增减，这就便于粒度分析资料的计算和作图。由于$\Phi$值是整数，所以在使用$\Phi$值标准作图时可用方格纸而不是用对数座标纸，这就使作图和一些特征值的计算大大简化。其缺点是不直观，需要经过换算才能建立$\Phi$值与数值之间的关系。根据对数换底公式，可将$\Phi=-\log_2 d$变换成以自然数为底的对数：

$$\Phi=-\log_2 d=-\frac{\lg d}{\lg 2}=-\frac{1}{0.3}\lg d$$

查对数表即可得到$\Phi$值。

### II. 沉积物粒度的分类与命名

碎屑沉积物是由几种不同粒级的碎屑所组成，随着各种粒级所占百分比含量，应给与不同的命名，现将常用的粒度分类命名原则叙述如下：

（1）将含量大于或等于50%的粒级定为沉积物的主名；含量介于25～50%的粒级以形容词"××质"的形式写在主名之前；含量在10～25%的粒级以形容词"含××"的形式写在最前面。例如，某碎屑沉积物含砾石12%，砂60%，粉砂28%，则命名为含砾的粉砂质砂。

（2）若碎屑沉积物的粒度分选较差，含有较多的粒级，而其中又没有一个粒级的含量是大于或等于50%的，但含量为25～50%的粒级不止一个，则以含量为25～50%的粒级进行复合命名，以"××—××沉积物"的形式表示，含量多的粒级写在后面，含量少的粒级仍按上述原则以形容词形式处理。例如，某碎屑沉积物含砾8%，粗砂6%，中砂30%，细砂40%，粉砂16%，则命名为含砂砾的粉砂质中—细砂沉积物。

野外观察时，对各组分含量的估计不可能十分准确，如遇到有两个粒级相邻、含量相

近的组分构成该沉积物的主要成分，又不能准确判断这两个组分谁多谁少，在这种情况下，也采用复合命名，中间不加"—"符号，如粉细砂沉积，中细砂沉积，砂砾沉积等。在这种名称中排在后面的粒级含量并不一定比前面的含量高，只是称呼上更方便些。

(3) 若碎屑沉积物的粒度分选更差，粒级含量没有大于或等于50%的，含量为25～50%的粒级或者没有或者只有一个，这样首先将沉积物的全部粒度组分分别合并为砾、砂和粉砂三大粒级，然后再按上述原则命名。例如，某碎屑沉积物中含有砾3%、细砾10%、粗砂7%、中砂14%、细砂8%、粗粉砂14%、细粉砂12%、泥32%，该沉积物就命名为"泥质、含砾、粉砂—砂质沉积物"，或称为混合碎屑沉积物。

泥质在碎屑沉积物中经常出现，其含量的多少对沉积物的性质影响很大，故命名时常常包括泥质成分，把它放在名称的前面。当其含量在5%以上时就应表示，含量在5—10%的称"微含"，含量大于10%的，表示方法与上述原则相同。其它胶结物含量也应在沉积物名称之前表示出来。

### III. 碎屑颗粒的形状、排列和表面特征

#### 1. 颗粒形状

碎屑颗粒形状的研究很重要，因为沉积物的孔隙度、渗透性、含水性和抗压性等，在很大程度上决定于沉积颗粒的形状。此外，根据颗粒的形状还可以了解其搬运条件和沉积条件。

沉积颗粒的形状决定于搬运介质和搬运方式，同时又受颗粒物质成分和内部结构的影响，例如花岗岩砾石、页岩砾石、石英岩砾石的形状显著不同，又如冲积砾石、海成砾石、风成砾石、冰川砾石的形状更不一致。碎屑颗粒的形状，取决于它的三个主轴的相对大小。每块砾石都具有三个轴：

长轴 $a$（最大长度）

中轴 $b$（最大宽度）

短轴 $c$（最大厚度）

$a$、$b$、$c$ 三轴互相垂直。

砾石的形状根据三轴之间的比例关系表示。砾石的形状可分为四类：球状或等轴状，三轴相近或相等。扁平状，两轴相近或相等，另一轴较短。椭球状或圆柱状，两轴相近或相等，另一轴较长。不规则状，三轴不等或具有其它特殊形状。

砾石的球度和扁度是重要的形态特征。球度系指砾石接近球体的程度，可用瓦德耳的球度公式表示：

$$球度=\frac{\sqrt[3]{abc}}{a}$$

式中$\sqrt[3]{abc}$——颗粒的平均直径；

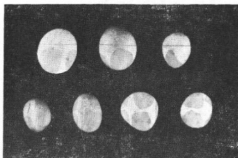
$a$——颗粒的最长轴；

$b$——中轴；

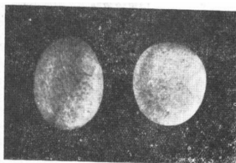
$c$——短轴。

砾石的扁平度可用温德华士提出的扁度公式表示：

$$扁平系数=\frac{a+b}{2c}$$



照片 2-1 甲　湖滨砾石(河北阳原)



照片 2-1 乙　左：河流砾石(黄河禹门口)
右：湖滨砾石(河北阳原)

砾石球度与扁平度的大小，主要取决于砾石三个轴的长度，特别是 $c$ 轴的长度。若三个轴的长度接近时，则球度最大，其值近于 1，而扁度最小，其值也近于 1。若 $c$ 轴的长度逐渐变小并近于 0，则球度也将近于 0，但扁度则相应地逐渐变大。因此，砾石的球度与扁度是具有一定关系的两项形态特征。扁平系数愈大，扁平度愈高，相反，球度愈低。海滨砾石和湖滨砾石的扁平度一般高于河成砾石。

2. *颗粒的磨圆度*

圆度是指碎屑颗粒被磨圆的程度，也就是棱角展平的程度。砾石的磨圆度用磨圆系数表示：

$$磨圆系数=\frac{2r_1}{a}$$

式中 $a$——砾石的长轴；$r_1$——砾石最尖突的内切圆的曲率半径。

其测量方法是将砾石平放在预制好的由间隔 2 毫米的同心圆组成的模板上，找出与砾石尖突部分形状相适应的内切圆，即可读出曲率半径 $r_1$。

磨圆系数总是≤1。磨圆系数愈接近于 1，砾石磨圆度愈高。碎屑在搬运过程中被磨圆的程度，决定于碎屑本身的成分、原始形状和粒度，以及搬运介质的性质、搬运距离、和磨蚀作用的动力条件等因素。颗粒的圆度一般是随着搬运的距离和时间的长短而变化

的。在外部条件相同的情况下，性质不同的碎屑磨圆情况不相同。碎屑颗粒的大小也影响磨圆的程度，即随粒度变小而磨圆度降低。砂粒的磨圆度不及砾石明显，粉砂颗粒几乎都未磨圆。研究圆度的对象一般是砾石。为了便于目测砾石和砂粒的形状和磨圆度，采用五级分类法(图 2–1)：

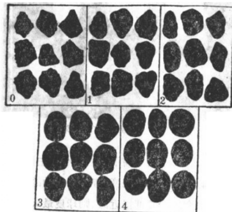


图 2–1 碎屑颗粒的五级圆度图

0 级——棱角状，碎屑颗粒保持着原始的棱角形状。完全无磨圆的痕迹。

1 级——次棱角状，碎屑颗粒的原始形状和棱角都很明显，只是棱角轻微磨圆，圆度很差。

2 级——次圆状，棱角经磨圆已经稍为展平，但颗粒的原始形状尚可辨认，圆度中等。

3 级——圆状，颗粒的棱角已全部消失，只有部分保留原来的痕迹，原始形状已难以辨认，圆度好。

4 级——极圆状，原来的形状全部不复存在，具有均匀完善的滚圆面，砾石呈椭圆形、扁圆形、蛋形等。

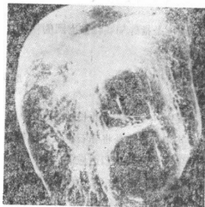
3. 颗粒表面特征

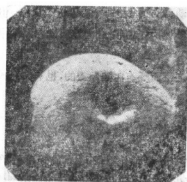
砾石和砂粒在不同的搬运介质中往往形成独特的表面特征，使颗粒具有光滑、擦痕、裂纹、洼坑、麻点表面或毛玻璃表面等现象。根据这些表面特征，可帮助了解碎屑沉积的成因及搬运过程(照片 2–2)。

(1) 光滑表面，是在水介质中长期搬运的结果。

(2) 洼坑表面，是在水的激流中由于颗粒的互相碰撞而形成的。

(3) 无光泽的具有麻点的表面，是风力搬运的结果。

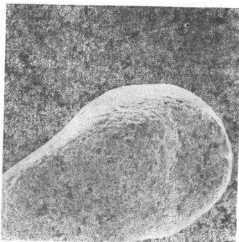

照片 2–2 甲 砂粒光滑表面(据任明达)





照片 2-2 乙　砂粒洼坑表面(据任明达)

(4) 具有擦痕和压坑的表面，是在泥石流或冰川搬运过程中磨擦而成。



照片 2-2 丙　砂粒麻点表面(沙漠砂)(据任明达)

石灰岩的砾石表面上常有微溶蚀的痕迹。沙漠中的砾石表面上常有因蒸发作用或细菌作用残留的一层发亮的黑色薄膜，称为沙漠漆。

4. 砾石的排列

砾石的排列方位是研究碎屑沉积搬运方向和动力条件的重要依据。不同成因的砾石，其长轴和扁平面的排列方向是不同的。

河流砾石，在急流中的搬运方式，有时呈悬移状态，其长轴平行水流方向。当水流速度减缓时砾石沉积下来，一般仍保留原来的状态，长轴顺着水流方向分布。但部分较大的砾石或沿缓流部分移动的砾石则沿河床滚动，砾石的长轴与水流方向垂直排列。在大河流中，近主流线的砾石，长轴平行于水流方向；在主流线两侧，由于流速减小，砾石的搬运方式时而悬移，时而滚动，因此，砾石的排列与水流方向呈斜交状或垂直状。砾石扁平面的排列方向，在河流中一般是逆流倾斜，呈叠瓦状排列 (图 2-2)。

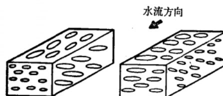



图 2-2　砾石长轴及扁平面的排列方向
左砾石长轴平行水流方向，扁平面倾向上游
右砾石长轴垂直水流方向，扁平面倾向上游

湖滨砾石和海滨砾石，由于随激岸浪的方向滚动，砾石的长轴一般平行于岸线；但在海流作用下也并非完全一致。滨岸砾石扁平面顺滨岸斜坡向海洋方向倾斜或向湖泊中心倾斜。

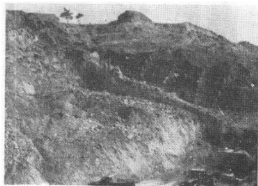
三角洲地区既有河流作用又有波浪作用，砾石扁平面既有向陆倾斜的，也有向海或向湖倾斜的。砾石的长轴与水力作用方向相垂直。

### IV. 层理

层理是沉积物的主要特征之一。它是沉积物在动力条件作用下，物质成分、颜色和结构有规律的组合顺序，这种顺序随着动力条件的变化而变化，因此就出现了不同类型的层理。层理是研究搬运介质、搬运方向和恢复沉积环境的重要依据。层理的形态和层系（细层）的厚度是划分层理类型的基础，因为层理的形态能反映介质运动的性质，而层系的厚度又能反映运动的强度。

#### 1. 层理的类型

根据层理的形态即细层界面与层面之间的相对关系，可分为下列几种类型：



照片 2-3 山西太谷上新统湖相沉积的水平层理

（1）水平层理。沉积的细层界面平直，并互相平行，细层与层面也互相平行，这种层理称为水平层理。水平层理形成于介质平静的沉积环境中，如湖心相沉积和深海相沉积都具有水平层理。在水无扰动情况下，沉积物从悬浮液或真溶液中垂直沉降下来，在水体底部地形平坦的条件下就可形成水平层理。水平层理因沉积物质发生周期性或季节性的变化，或由于沉积物矿物质点的平行排列而表现出来。水平层理多出现在粘土岩及化学岩中，例如，中国北方上新世及早更新世的湖相粘土及泥灰岩层中普遍具有完好的水平层理。

（2）波状层理。细层界面呈波状，其总的方向平行于层面。波状层理是由于水介质的波浪运动而引起的，常见于大型的河漫滩、湖滨、海滨等浅水区的粉砂层和细

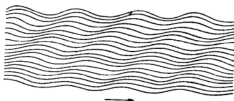


图 2-3 山东黄河岸边细砂层中的波状层理

砂层中。波状层理有的呈大型波浪状，有的呈波纹状和小型波浪状。这与水体运动的强度有关(图 2-3)。

(3) 斜层理。由倾斜层系叠复组成，层系之间界面较平直。倾斜层系是由许多倾斜的细层重叠组成，细层与层系的层面斜交。在同一层系中，细层都向同一方向倾斜，这是在介质(水流)向同一方向运动时形成的，细层的倾斜方向指向水流的下游方。斜层理多见于河流沉积的砂层中，是滨河床浅滩上砂波移动的结果。

当河水具有一定流速时，可以形成一系列砂波。砂波的形状是不对称的，逆流而上的一方为缓坡，顺流而下的一方为陡坡。在陡坡前缘可形成涡流，涡流又可侵蚀砂波的下部，使砂波顺流方向的陡坡往往呈曲线形。砂波在水流作用下不断顺流移动，水流沿缓坡爬上去，并冲刷缓坡物质，然后将物质顺陡坡跌落堆积下来。砂波不断移动，顺陡坡就形成一系列的斜层，并与陡坡平行(图 2-4,5)。

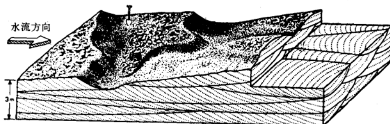



图 2-4 由移动的砂丘形成的大型槽状斜层理

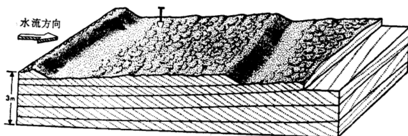



图 2-5 由移动着的砂浪形成的平行板状斜层理

当水流速度减少到一定程度时，砂波不能再移动，这时沉积物便平铺在斜层之上，形成水平层理。因此，水平层理的物质比斜层的物质要细。在河流沉积层中，由于河流流速时常发

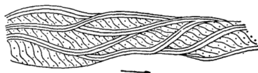


图 2-6 细砂层中波状斜层理（山东黄河岸边）

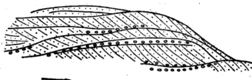


图 2-7 砂层中的斜层理 (陕西蓝田)

生变化，因此斜层理与水平层理经常交替出现(图 2-6,7,8)。

(4) 交错层理。斜层系倾斜方向不一，相互交错，于是形成交错层理。交错层理是在介质流动方向频繁交替时形成的，常见于风成沉积、海滨沉积、湖滨和三角洲的沉积层中。例如，风成交错层理倾斜方向多变，斜层复杂紊乱，相互交错切割，凹面向上，倾角变化在 0～30° 间。风成层理的岩性主要由细砂组成，颗粒均匀，是由风成沙丘移动而成的。湖滨或海滨的交错层理，斜层系彼此交错切割，方向不定，细层作平缓的弯曲，凹面向上，倾角较小，沿横向延伸，由砂质沉积组成。因为滨岸地带波浪的往复运动以及岸流和底流的作用，引起砂波的往返迁移，彼此重叠切割，形成较为平缓的交错层理(图 2-9)。

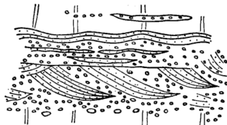


图 2-8 浅湖相砂砾层中的斜层理 (陕西蓝田)

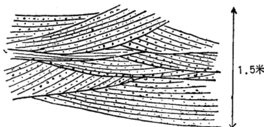



图 2-9(a) 湖滨砂层中的小型薄层交错层理

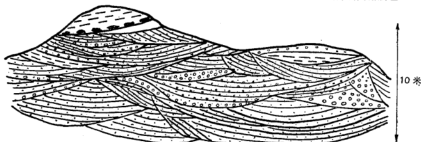



图 2-9(b) 湖滨三角洲砂砾石层中的大型厚层交错层理(山西榆社)

在自然界中介质运动往往是复杂多变的，因此经常出现过渡类型的层理。如斜波状层理，透镜状层理，平缓波状层理等等。

2. 研究层理的方法

为了更好地阐明沉积层的层序和沉积环境，在野外需对层理进行详细描述和测量。

根据层理的形态确定层理的类型，如水平层理及斜层理等等；再根据层系或细层的厚度确定层理的规模，如厚层水平层理及微细薄层层理等。

层理的显现，可因岩石的成分、颜色、粒度等内部结构在垂向上的变化所引起；也可因岩石中的生物遗体、特殊矿物、结核、砾石以及层间的夹层所引起。因此，应对构成层理的粒度成分、岩性、颜色、颗粒形态进行描述，并测量层理的产状，包括倾斜方向、倾角变化、层理厚度和层理形态等等。研究层理时要注意从不同方向观察，找出平行水流方向的剖面，区别不同方向上层理的变化特征。

### V. 沉积物的矿物成分和化学成分

沉积物的物质成分是决定沉积物各种特性的基础，不同的矿物组分和化学组分是确定沉积物的来源、搬运途径和沉积环境的标志。通过沉积物中矿物成分组合的研究，可了解来源区母岩的性质。例如，来自酸性岩浆岩区的矿物组合以石英、正长石、微斜长石、黑云母、锆英石、磷灰石和角闪石为特征。

#### 1. 矿物的稳定性

矿物的稳定性是研究沉积物的搬运介质和沉积条件的重要标志，反映了矿物抗风化的能力，特别是抗化学风化的能力。对于抗风化能力较强的矿物颗粒，称为稳定矿物，反之称为不稳定矿物。在湿润气候条件下，不稳定矿物不易保存，如长石、黑云母等；在干旱气候条件下不稳定矿物易于保存。搬运距离可影响沉积物中不稳定矿物的含量，距母岩较近的地区，沉积物中不稳定矿物含量较多，而远离母岩的地区，沉积物经过长距离的搬运，不稳定矿物多遭风化，含量较低。所以，不稳定矿物在沉积物中的含量是恢复古气候和判断搬运介质的标志。中国的黄土中不稳定矿物的含量相对较高，但自黄土高原向东南方向延伸，黄土中不稳定矿物的含量又相对减少，这说明黄土在风力搬运作用下，随距离远近及气候条件的变化，所含的不稳定矿物有所不同。

表 2—3　常见矿物的相对稳定性

| 最稳定的 | 稳定的 | 不稳定的 | 极不稳定的 |
|---|---|---|---|
| 石英，白云母，锆英石，电气石，金红石，石榴石，黄玉，尖晶石，十字石，燧石等。 | 正长石，钠长石，钛铁矿，榍石，蓝晶石，硅线石，磁铁矿，赤铁矿，磷灰石等。 | 角闪石，辉石，黑云母，兰闪石，紫苏辉石，透辉石，阳起石，透闪石等。 | 基性斜长石，橄榄石，黄铁矿，绿帘石，绿泥石，褐帘石。 |

### 2. 沉积物中的盐类

这里指的是沉积物中的蒸发盐类矿物，是重建古气候和古沉积环境的显著标志。蒸发盐类的出现多数代表咸化海水沉积和盐湖沉积。常见的蒸发盐类有碳酸盐、硫酸盐及氯化物，相应的矿物成分有方解石、石膏、芒硝、盐。这些盐类沉积表明，湖水或海水的含盐度超过了正常情况。在正常的淡水湖中只能沉积出一般的矿物颗粒以及有机质和化学沉淀物，但当气候变干，水源减少而蒸发量增大时，淡水湖逐渐变成咸水湖，湖底沉积的物质也随之变化，淡水湖相沉积层之上渐渐变成咸水湖沉积，依次出现碳酸盐、石膏、硬石膏、芒硝，最后为食盐。天然碱和硼酸盐只产于湖相沉积中，可作为湖相蒸发盐的指标。这些沉积物在中国西北诸大盆地中普遍存在，柴达木盆地的盐湖沉积一直堆积到地表，形成丰富的盐类矿床。在研究第四纪湖相沉积时，若发现沉积层中夹有上述盐类沉积物，就说明湖水的性质曾发生过盐度增高的变化。这种实例很多，除了中国西部的内陆湖盆之外，在华北晚新生代的湖相层中也夹有石膏层。

蒸发盐类沉积在海相地层中特别是滨海和浅海相地层中同样可以见到。海水本来是含多种盐类的水域，它的正常含盐度为35‰。但是半封闭的海洋盆地，如泻湖和一些半封闭的海湾，若处于干旱气候条件下，又缺少足够的河水注入，海水含盐度升高，沉积物中所含的盐类就不同于正常海相沉积，也产生石膏、芒硝、食盐等。但应注意区分咸水湖沉积和海相沉积，这主要根据海相沉积中某些特有矿物来进行区分。

沉积物中钙、镁化合物含量高时，多反映半干旱或有干湿季节变化的气候环境；铁、铝化合物含量高的沉积物多为潮湿炎热气候环境下的产物；沉积物中出现钠的氯化物和硫酸盐，多为干旱气候下碱性沉积环境的沉积物。

## VI. 沉积物的颜色

沉积物的颜色为最醒目的标志，它反映了沉积物的成分，沉积时的气候以及沉积区的介质条件，也是划分第四纪地层的重要标志。沉积物的颜色分为原生色和次生色。

### 1. 原生色

沉积物在形成时由原生矿物造成的颜色，称为原生色。例如，石英砂呈白色，长石砂呈肉红色，磁铁矿砂呈黑色。此外，化学沉积物和生物沉积物的颜色也具有原生色，例如，含海绿石的沉积物呈绿色，含石膏、岩盐、高岭石以及富含钙质的沉积物多呈白色；含有机质的沉积物多呈灰色或灰黑色。

### 2. 次生色

沉积物形成之后由于后生作用或风化作用使沉积物原来的成分发生了变化，其颜色也随之改变，称次生色。有机质常使沉积物染成黑色或灰色，铁的氧化物呈红色或褐红色，而低价铁的化合物表现为灰绿色、灰色或灰蓝色。铁的化合物对沉积物的染色极为鲜明。

原生色分布均匀，面积宽广，并与层理一致。次生色分布面积不广，与层理也不一致，颜色不均匀，多呈斑点状，在沉积层的裂缝和空洞处容易发生变化。例如，在中国北方新第三纪的红土中常常有灰绿色斑点或斑纹，在早更新世的灰绿色粘土中含有黄色或红色锈斑，这些都是沉积物形成后的次生颜色。

### 3. 沉积物各种颜色的成因

(1) 白色或浅色调，由于沉积物中缺乏染色元素，如缺乏铁、锰化合物及有机质，或含钙量很高的缘故。常见的白色或浅色调沉积物有高岭土、岩盐、石膏、白垩、石灰石、钙积层，以及纯石英砂等。

(2) 灰色或黑色主要取决于沉积物中有机质的含量，或呈分散状态的硫化物，如黄铁矿含量多时，可使沉积物呈黑色，含量少时呈灰色或灰黑色。这种颜色往往形成于还原或半还原状态的介质中。氧化锰也呈黑色。沉积物中常常出现黑色锰膜，如砂漠中的砾石或砂粒表面的黑色砂漠漆；在新第三纪三趾马红土中也常含有黑色网状锰膜及锰核。

(3) 红色、褐红色为含有高价铁的脱水赤铁矿染色而成。红色沉积物在第三纪和第四纪早期的土状堆积物中极为普遍，代表氧化环境下的沉积物。例如，中国北方的三趾马红土就是典型的红色土状堆积物。有时在红色地层中夹有灰绿色斑点，或者在大范围的露头中为红、黄、绿、灰等杂色，这是由于氧化铁在局部地方发生还原作用的结果。

(4) 棕色和黄色为含水的氧化铁或氢氧化铁染色而成，使沉积物呈现锈黄色和棕黄色。中国北方的黄土堆积具有典型的棕黄色和黄色特征。

(5) 绿色是由于在还原条件下低价铁化合物的反映，多呈浅绿色或灰绿色、黄绿色。含鲕绿泥石和海绿石的沉积物亦呈绿色。湖相粘土和泥灰岩多为蓝绿色、灰绿色。少数沉积物含有铜的矿物呈现绿色。沉积物的绿色也可能由于含有绿色碎屑矿物如角闪石、阳起石、绿泥石等所致。

蓝色和灰青色为石膏、硬石膏、灰青石和岩盐等矿物特有的颜色。

## VII. 沉积物中的古土壤和结核

### 1. 古土壤

第四纪沉积层中经常见到古土壤夹层，特别是中国北方的新、老黄土中古土壤夹层极

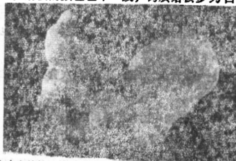
为发育。古土壤层的存在表明当时具有成土作用的条件，是反映周围环境的一种综合标志。土壤不仅是一定空间的产物，同时也具有时间概念。土壤是在大气条件下，由有机界和无机界相互作用的结果，而有机界起着主导作用。土壤剖面所反映的土壤类型，都与其相适应的地理景观相联系。古土壤层的类型及其保存的厚薄和颜色深浅，同分布区的气候条件、生物条件、被埋藏的时间以及它初始分布的地形部位有密切关系。例如，离石黄土中的古土壤为褐色森林土类；马兰黄土中的古土壤则属黑垆土，代表干旱草原气候下的产物。所以通过古土壤层的研究有助于恢复当时的生物气候环境。不仅如此，根据古土壤的产状和保存状态，还可了解当时的地形特征及地表水流的侵蚀作用(见照片 4-1)。

2. 沉积物中的结核

在第三纪和第四纪沉积层中，经常发现各种类型的和不同成分的结核夹于其中，最常见的有新第三纪红土中和第四纪黄土中的白色钙质结核，以及被钙质胶结的砂泥质结核；其次是在第三纪晚期及第四纪早期的沉积层中，含有较少量的小型的铁锰结核。结核的成因复杂，类型繁多，成分不一。各种类型的结核是在特定的气候条件和地球化学条件下形成的，有些结核还与生物活动密切相关。所以，结核也是研究第四纪沉积地层和恢复古沉积环境的主要标志之一，尤其是我国北方各个时期的土状堆积物中所含的各类结核，很有研究意义。

结核是在沉积物形成过程中，由于某些物质的集中凝聚而成。其外形有圆球状、椭球状、棒锤状、花生状、饼状、牛粪状和不规则状。结核的内部构造复杂多样，最常见的有同心圆状、放射状、方格状及土块状等。个体大小不一，由数厘米至数十厘米，最大者可达半米。在我国北方第四纪地层中以中更新世黄土中的钙质结核体形最大（照片 2-4）。结核的颜色也不一致，钙质结核多为白色，





照片 2-4 黄土中之结核 (北京南口)

铁锰结核则呈黑褐色或黑色。

结核有单体和群体，钙质结核多为群体，例如、上新世三趾马红土中的花生状团块群体结核；离石黄土中的直立成群的结核。但也有成单体存在的小型钙结核，如马兰黄中的结核多属这种类型。铁锰结核多为分散的单体，个体也小，一般直径只有1—2厘米，大者3厘米。

结核的产状，有的成层分布，有的呈串珠状，有的呈分散状。结核产状与其生成条件有关。黄土中的大型钙质结核是在古土壤层发育阶段淋滤淀积而成，所以成层状，有规律地分布在棕红色古土壤粘化层之下。有些钙结核是因膠体物质析出而成团块状，成分虽然与周围物质不同，但又无明显界线，往往混杂其间，三趾马红土中的钙质结核即属此类型。

结核的成分有：方解石、菱铁矿、赤铁矿、褐铁矿、石膏、生物贝壳以及砂泥质。

**VIII．沉积韵律**

在沉积地层垂向剖面上，岩性的颗粒成分周期性的重复现象，称为沉积韵律。沉积韵律的成因，主要是由于自然环境的改变所致，如海面升降，海侵海退，湖面的扩张与收缩，从而引起水域的深浅和离岸远近的变化。地壳升降运动比较频繁的地区，韵律较为明显。但是有的韵律与地壳升降无关，而是由于气候的干湿变化和冷暖变化所引起的，如淡水湖相沉积的砂泥质沉积与咸水湖的盐类沉积的更替现象，即第四纪时期干燥期与潮湿期引起湖面涨落的产物。河流的侧向摆动也可造成冲积物的韵律。

韵律可分为水进韵律和水退韵律。水进韵律即指水域加深扩大，其变化规律是由下而上粒度由粗变细；水退韵律即指水域缩小和变浅，其变化规律是自下而上粒度由细变粗。但在地层剖面中经常出现韵律缺失现象，根据这种沉积间断的有无又可分为连续韵律和间断韵律。

连续韵律是由水进和水退两部分组成的完整韵律，粒度的变化是由下而上由粗逐渐变细，再由细逐渐变粗，构成一个完整韵律，如此重复，其间无岩性的突变，也无间断。凡是沉降速度大于或等于堆积速度的地区，都会产生连续韵律。这种韵律在盆地的中央地区最为典型，因为盆地中央水深，早期的沉积物不致因露出水面而受到侵蚀，从而连续地接受沉积。

间断韵律，又称不完整韵律。在韵律形成的过程中或形成以后，由于地壳上升，或地壳沉降速度小于堆积速度，使原来的沉积物露出水面遭受侵蚀，破坏了原来的韵律，使之不能完整地保存下来，韵律之间留下清晰的间断面。

在间断韵律中往往缺失水退部分，其韵律变化规律自下而上是颗粒由粗到细，隔一侵蚀面，又重复出现，这种韵律叫正韵律。正韵律常发生在盆地边缘，因为这里易受升降运

动影响和气候干湿变化影响，导致原来接受沉积的地区变为侵蚀区。河流相韵律也属正韵律,即由河床相的砾石、砂,变为河浸滩相的粉砂和粘土。相反的情况是,由下而上出现由细到粗的现象,称为反韵律。反韵律常见于三角洲沉积中，三角洲的底积层、前积层和顶积层常常是由细变粗的序列。

韵律通常是不对称的,即使是连续韵律,水进部分和水退部分的岩性与厚度并非绝对相同。当盆地以下降为主的阶段,若水进时间长,而水退时间短,那么在岩性上则表现为由下向上粒度很快由粗变细,细粒部分厚度大;再由细变粗则很慢，粗粒部分厚度小。当盆地以上升为主的阶段,韵律变化自下而上粒度由细变粗,而且粗粒部分厚度大,细粒部分厚度小。

上述沉积物的各种特征是研究第四纪沉积物和重建古地理的重要标志，但各种特征在不同类型和不同时代的沉积物中反映并不一致。因此在具体工作中应区别对待。

## 二、第四纪沉积类型

第四纪沉积物由于搬运介质和堆积的地貌部位不同,可将其划分为两大类型,即陆相沉积和海相沉积。它们还可再分为许多类型的沉积物。

### I.陆相沉积

#### 1.风化壳与残积物

地表和接近地表的岩石,在大气、水和生物作用下,使之发生风化作用,岩石或崩解破碎，或改变其化学成分，因此，在地表和接近地表的岩石圈上部就形成一个风化带。风化带的物质,同母岩的性质与母岩的形状已大不相同,有些成为碎屑物质,有些成为与母岩完全不同的物质。岩石圈上部这一风化带就称为风化壳。构成风化壳的物质叫残积物。残积物分为物理风化残积物和化学风化残积物。

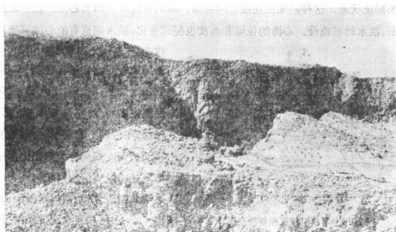
(1)物理风化残积物　只表现为岩石的形状、结构、构造和体积大小的变化,而岩石的性质不变，结果产生大量岩石碎屑。这种残积物多分布在干旱与半干旱气候条件下以及寒冷气候条件下的山顶和山坡上。风化残积的岩屑未经搬运，所以其形状都是不规则的无分选的和带棱角的堆积物。但花岗岩、砂岩及其它火成岩的球形风化形成的碎屑物则为浑圆的。碎屑残积物是其它堆积物的来源。分布在较高位置的碎屑物，因重力作用和坡面水流作用将其搬运至河谷中或山脚下形成堆积物，再由其它动力作用继续搬运和堆积,形成各种类型的沉积物。我国西北、华北和青藏等地,因气候条件有利于物理风化作用,所以碎屑残积物分布很普遍。

(2)化学风化残积物　在潮湿炎热气候条件下，在平缓的地形部位上，有利于岩石的化学风化，同时生物作用也常参与到化学风化作用之中。岩石经过生物化学风化作用，风化产物的性质已不同于母岩，其残积物亦称化学风化壳。它们的类型与当时当地的气候条件相适应，即使母岩不同，最终也可形成与该地气候相适应的相似风化壳。

化学风化作用的程度不同，就形成不同类型的化学风化壳。在岩石碎屑风化层中，化学风化作用首先使最不稳定的元素淋失，如钾、钠的氯化物和硫化物，而比较稳定的钙、镁元素则在风化层中积聚起来，并有游离的钙与水中的碳酸起作用，形成易溶解的碳酸钙，并沉淀在沉积层中，形成钙的淀积层。这种化学风化壳称为碳酸盐风化壳，它是在半干旱气侯或温带季风气候条件下形成的，例如，中国黄土中的古土壤层及其下部的钙积层就属此类型。此外，在属于残积类型的三趾马红土中也具有碳酸盐风化壳的特点，北京南口山前台地的上新世红土风化壳也属此类型，其中含有较丰富的钙结核和钙积层。

硅铝风化壳是在亚热带气候条件下形成的。这里化学风化作用比较强烈，不仅易溶的钾、钠化合物从风化层中被淋失，而且钙、镁的化合物也淋失掉，只有硅、铝、铁的化合物被保存下来，并相对地富聚，形成高岭土型风化壳。广泛分布在亚热带。

在热带多雨气候条件下，岩石遭受强烈风化，大部分元素的化合物都被淋失，只有铁和铝的氧化物和氢氧化物不被溶解而残留下来，形成红色的富铝化风化壳，有的甚至形成氧化铁的铁帽，例如，广西灵川盆地第三纪风化壳顶部即有铁帽残留。我国华南地区广泛分布着这种红色风化壳(照片 2-5)。印度、巴西等地也都有典型的红色风化壳分布。



照片 2-5　石灰岩顶部的红色风化壳，其上覆红土砾石层(广西)

2.冲积物

冲积物是经河流侵蚀、搬运的物质，最后堆积在河谷中的沉积物，也是陆地上分布最广的沉积物，它包括山地河流冲积物和平原河流冲积物。河流冲积物形成的过程就是河谷发展的过程，任何一条河流的发展，都是从它的幼年期经壮年期，最后到老年期。河谷发育的初期，河谷横剖面呈“V”字形，其纵剖面坡降大，水流急，侵蚀作用强烈，堆积作用不显著。“V”形河谷一般只有河床，而没有河漫滩，河床中只堆积一些粗大石块和砾石，仅在弯曲处的凸岸形成砾石浅滩。“V”形谷形成在强烈隆起的山区，河谷狭窄，以河床相的粗大砾石为特征。

河谷的发展不仅有下切侵蚀，而且随着河床坡度的减缓，河流侧蚀作用逐渐加强，河谷不断展宽，河道发生弯曲，河谷结构日趋复杂。除了河床之外，在河谷凸岸出现天然堤、河漫滩和牛轭湖等地貌单元。在这样的河谷中冲积物的类型也随之复杂起来。河床中沉积粗颗粒的河床相物质，浅滩上沉积略细的物质，河漫滩上则沉积细颗粒的物质，牛轭湖中不仅沉积细粒物质，并且常含有大量有机质，形成局部小型湖沼沉积物。弯曲河流粗细物质的粒度分异是相对而言的。山地的深切曲流，无论河床中或是河漫滩上皆以不同大小的砾石为主，并有些粗砂沉积；而平原河流无论河床、河漫滩或泛滥平原，都以细粒的砂、粉砂和粘土沉积为特征。

辫状河流，又称游荡性河流，是在干旱和半干旱地区的平原或山间盆地中常见的一种河流类型。这种河流的河床宽浅，坡降较大，水浅流急，流量变率大，沉积物来源丰富，搬运量大，堆积迅速，但不稳定。由于河床冲淤变化大，河床时常迁移，主流线不固定，水流呈分散的辫流状态。这种河流往往没有河漫滩，而只有河床中间的心滩，在枯水时心滩露出水面，洪水时被淹没。心滩的位置和高度也经常变化，洪水期原有的心滩可能被冲刷移动，而新的心滩又可能出现。大型的心滩比较稳定，而且在洪水期沉积不断加大加高，渐渐露出水面，成为固定的河中岛屿(沙洲)。心滩的上游端受侵蚀，下游端不断堆积，并向下游方向移动扩大。黄河自孟津出山后至河南东部是一段典型的辫状河流，河床宽达十几公里，平水期河水很浅，大片河床裸露；洪水期河水流量猛增，流速加大，泥沙增多；后随着洪水的退落，泥沙渐渐沉积在河底，形成典型的平原河流冲积物。

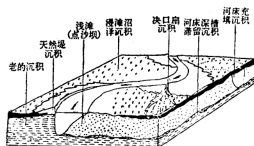



图 2-10 平原河流沉积物类型图

河流沉积，总括起来可以分为下列几种沉积相(图 2-10)：

（1）河床相　河床是河流搬运物质的通道，也是沉积的主要场所。按水的深浅及流速大小，河床相又分为两部分，即深槽沉积和浅滩沉积。

深槽是河床中河水最深的部位，水流速度最大，河水携带的物质最粗，在深槽底部断续沉积砾石和粗砂等。深槽沉积层具有大型斜交层理，在平面上的分布往往不连续，厚度也较薄，它构成整个冲积层的基部，其上被浅滩相及河漫滩相沉积物覆盖。

浅滩沉积在曲流河床中位于河流的凸岸，是河床相的主要沉积类型。由于曲流底部的横向环流的流速自河流凹岸向凸岸逐渐减小，从河床深槽带到凸岸的物质也随之变细，并沉积形成浅滩。浅滩不断向凹岸和下游方增长，浅滩沉积物逐步覆盖在河床深槽的粗粒沉积之上。浅滩沉积以砂波的形式进行堆积，随着砂波的不断向前移动，沉积不断扩大，并出现规则的向河流下游方倾斜的斜层理。浅滩沉积的上部由于水流速度减缓，以细粉砂或泥质粉砂为主，形成波状层理和微波状层理，沉积的厚度和宽度都很大，是河床相沉积的主体（图 2-11）。

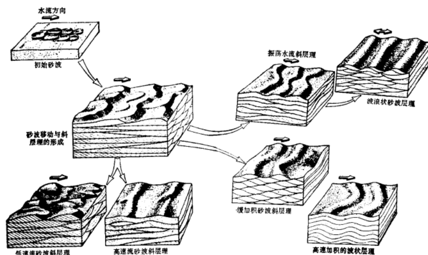



图 2-11　砂波移动与斜层理的形成

（2）河漫滩相及牛轭湖相沉积　河漫滩是河谷底部河床以外的平坦部分，平水期露出水面，洪水期被水淹没。当河水溢出河床淹没河漫滩时，由于水流速度减小，水中的浮悬物质或其它细粒物质渐渐沉积下来，覆盖在下伏的较早期的河床相沉积层之上。因此，在冲积层的剖面中出现两组沉积物：下部是粗粒的河床相沉积，上部是细粒的河漫滩相沉积。这种现象称为二元结构。

在宽阔的河漫滩上往往有些小型积水洼地，并有生物繁殖，形成静水沉积和有机质沉

积夹于河漫滩沉积层之中。河漫滩沉积层颗粒细，多形成微波状层理、微斜波状层理和微细水平层理。河漫滩的表层沉积多为粘土或粉砂粘土。当枯水季节河漫滩露出水面时，粘土发生龟裂，形成多边形龟裂构造，在剖面上则形成深度和宽度不一的楔形裂隙。例如，黄河下游河漫滩上的淡红色粘土中就有大型的多边形龟裂，裂隙宽10余厘米，深达半米多。

在曲流中常有因截弯取直而废弃的河床，又因淤塞而与原来的河道隔离，形成牛轭湖。初始时牛轭湖的沉积作用比较迅速，后期因物质来源减少，沉积速度减缓，只在洪水泛滥时带入一些悬浮物沉积下来。牛轭湖因淤塞而成静水环境，常有水生生物繁生，大量有机质随同泥沙一起沉积，形成富含有机质的粘土质沉积物，直到全部淤塞而终结。牛轭湖相沉积层的厚度随废弃河道的深度而定，沉积层具有薄层层理，颜色灰黑，富水性强，以透镜体形式夹于河床相及河漫滩相冲积层之间。我国许多大河流两岸都有牛轭湖及牛轭湖相沉积层。

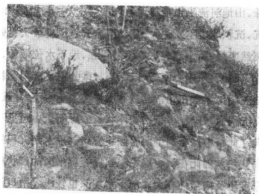
(3)天然堤沉积物　天然堤是洪水期在河床两岸形成的带状沉积体。洪水期洪水溢出河床，其中较粗的颗粒首先沉积在河床两岸，形成高出河床的沉积。天然堤的两侧是不对称的，朝向河床的一侧坡度陡，颗粒粗，厚度也大；朝向河漫滩的一侧坡度平缓，颗粒较细，厚度变薄，并逐渐向河漫滩过渡。天然堤随每次洪水上涨而不断增高，但其最大高度不超过洪水的最高水位。天然堤沉积多出现在平原区的河流两岸，具有斜波状层理、波状层理和水平层理。

(4)决口扇沉积物　平原河流的河床相沉积物渐渐加厚，河床升高，当河床高出两侧的泛滥平原时，洪水期因水流速度加大将天然堤冲决，部分水流由决口处向泛滥平原流去，河流中的部分砂泥物质堆积在决口处，形成扇形堆积。

### 3.洪积物

洪积物主要形成在干旱和半干旱气候区的山麓地带。山地河流在其进入平原的出山口处，由于地形坡度突然变缓，流速骤减，水流分散，形成无数辫流向平原方向辐散，流水携带的碎屑物质便大量堆积下来，形成以山口为顶点而向平原扩展的扇形堆积体，即洪积扇。组成洪积扇的物质统称为洪积物。洪积扇在平面上呈扇形，在剖面上呈楔形，主要由砾石、砂组成，其外缘由细粒的粉砂和粘土组成。洪积扇的面积大小不一，这决定于山地河流大小及其所携带物质的多少而定，大者可达数十至数百平方公里，顶点高出周围平原达百米以上；小型的仅数十平方米，一般叫冲出锥。洪积扇往往沿山麓地带成带出现，构成巨厚的山麓相堆积。

最典型的洪积扇主要形成在干旱和半干旱气候条件下的断陷盆地和断陷平原的近山


照片 2-6 洪积物(北京南口)

边缘。这种地区岩石的物理风化作用强烈,碎屑物质来源丰富,再加上干旱气候区暴雨集中,河流携带大量碎屑流出山口,迅速堆积在出口处,形成洪积物。在中国华北和西北地区的山麓地带洪积物极为发育,在第四纪地层中出露也极为普遍,例如,晋陕间龙门山麓就发育了自中更新世以来的四级洪积台地,其组成物质为洪积砂砾石和黄土状沉积。北京南口山前分布有典型的新老洪积物(照片 2-6)。

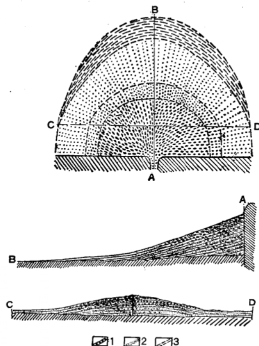


图 2-12 洪积扇结构图
1. 砾石 2. 粘土与砂 3. 淤泥质粘土
上、洪积扇平面图 中、洪积扇纵剖面图 下、洪积扇横剖面图

在湿润多雨地区,大型山地河流年流量变化不大,水流稳定,侵蚀能力强,山地河床与平原河床的坡度变化不大,河流在出山口处不分散成辫流,冲积物可以继续搬运堆积到下游方,形成一种延伸很广的扇形沉积体,向大平原逐渐过渡。我国的黄河虽然位于半干旱地区,但黄河是一条巨大河流,所以自河南孟津出山后并未形成洪积扇,而是一个宽阔平缓的扇形冲积平原。

洪积物在空间分布上呈扇形堆积体,扇顶位于河流出山口处,扇缘与平原相连接。自扇顶至扇缘在平面上可分为三个沉积带(图 2-12):

(1)扇顶部分,其组成物质以粗大的砾石为主体,并含有巨大石块,分选性差,无层理,砾石磨圆度较低。例如北京南口洪积扇,从南口村至南口镇几乎都位于洪积扇顶部,遍地覆盖着巨砾及砾石。因洪积扇顶部多位于断陷凹地的边缘处,升降运动幅度最大,地形高差悬

殊，山地河流出山后流速急剧变缓，大量物质倾卸在山前凹地中，并且随着断陷凹地的下沉，沉积厚度不断加大，是洪积扇沉积厚度最大之处。这个地带由于物质粗，厚度大，水流突然变缓，所以地表水的渗透极强，地下水位最低，开采比较困难。

(2)洪积扇中间带，以砾石粗砂为主，沉积颗粒稍有分选，砾石或砂层常具透镜体构造。因为洪水在此带已分散成许多辫状水流，并且每次洪水期水流的通道都不甚稳定，所以沉积的砂砾层多呈透镜体状。砂砾石层中可见不甚规则的斜层理，斜层理倾向平原方向。此带中砾石扁平面的倾斜方向，平水期沉积的倾向上游，洪水期沉积的则朝平原方向倾斜。因此在洪积层中观察砾石扁平面的产状应注意不同部位的区别。这一带的沉积厚度不及扇顶部分大，地下水埋深也较浅。南口洪积扇自南口镇向南至昌平旧县城一带属这种过渡带。

(3)洪积扇的前缘带由细粒的砂、粉砂及粘土组成，沉积颗粒分选好，具有明显的微斜层理及水平层理，沉积厚度较小。在地形上往往形成一低平地带，向平原逐渐过渡。该带是地下水的出露带，常有泉水或地下水溢出，有的地方由于地势低洼排水不畅，形成沼泽化沉积，沉积物以灰黑色的有机质粉砂粘土和粘土为特征，往往是农业生产的主要地带。

洪积扇自顶端至前缘地带，在纵向剖面上，坡度由大变小，最后几乎变平；物质组成及排列，由粗大砾石逐渐变为砂砾石层，再渐变为砂泥及粘土；沉积物的结构从杂乱无章，逐渐过渡为略有分选，并有层理，最后成为分选良好、层理明显的前缘带，厚度也由厚逐渐变薄。

洪积扇形体的横剖面，是以扇形体的纵向中轴线为准，向两侧倾斜，物质组成由中轴线向两侧由粗变细，沉积厚度由厚变薄。

山麓地带，洪积扇形体的构造是极为复杂的，因为新构造运动及地貌条件的变化，可直接影响洪积扇的形态和结构。有些山麓地带可见到不同时期叠复多层的洪积层。

4. 泥石流堆积物

泥石流是一种含有大量泥土、砂石等物质的特殊洪流，是山区的一种自然灾害现象。在地形陡峻、松散堆积物丰富、暴雨集中的地区分布较普遍。中国西北、西南及其它地区的山区，泥石流活动较为频繁。它往往突然爆发，来势凶猛，运动快速，历时短暂，常在倾刻之间摧毁工农业生产及交通道路，给山区的生产建设和人民生命财产带来严重危害。

泥石流由于含有比一般水流要多若干倍的粘土和粉砂等细粒物质，所以水体粘稠，其粘度为一般水流的数百倍至几千倍。这样高容重和高粘度的粘滞流体，具有特殊的结构和巨大的冲击力，它的侵蚀、搬运和堆积过程均极其快速，具有比一般水流大数十倍乃至百倍的搬运能力，常在几分钟至几小时内，将数十万方、数百万方乃至数千万方的土砂石

块从沟内搬至沟外，倾泻于河谷之中，形成巨大的扇状“石海”。

由于泥石流携带的固体物质多，而且粘稠，常形成许多垅岗状、舌状和岛状的堆积体。泥石流的前部通常有高达数米至十余米的“龙头”，由粗大石块组成，停积之后形成垅岗。在泥石流中，由粘土和粉细砂所组成的泥浆体，具有很大的浮托力，它常常包裹着砾石沿陡峻的沟床下泻，当其停积之后，并不解体，而成为泥砾。

泥石流堆积物与冰川堆积物的区别与鉴定，对于解决第四纪古气候和古冰川的争议具有重要意义。两者在粒度组成、形态特征及地层结构上都很相似，无分选，无层次，磨圆度极差，两者均能搬运漂砾，都含有泥砾，砾石上均有擦痕。但泥石流堆积物形成的环境不同于冰碛物。

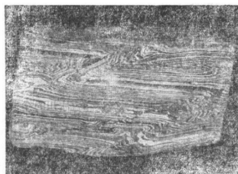
5. 湖泊沉积物

湖泊沉积是在相对平静的水体中形成的，无论其颜色、粒度、成分、结构和层理，均有极鲜明的标志。譬如，均匀细小的物质颗粒，鲜明的色彩，灰绿、灰白以及各色相间的杂色条带，完整的大型水平层理等等。在中国北方广大的山间盆地中分布有晚新生代以来不同时期的湖相地层，它们都具有上述典型特征，是研究湖相沉积的重要场所。

湖相沉积的特征与湖水动力条件、水化学条件以及水生生物作用有直接关系。湖相沉积过程可分为物理的、化学的和生物的三种，它们往往相互作用共同影响，才能形成上述综合特征。物理沉积过程是在波浪和水流作用下使砂砾沉积下来，主要发生在湖滨及浅水地带。化学沉积过程，表现在湖水中的化学反应和胶体凝聚，导致粘土及化学岩类沉积，主要发生在湖心地带或深水区域。生物沉积发生在淡水湖中，因生活在湖中的动植物及低等生物，它们死亡后的有机质同泥砂一起沉积下来，形成含有有机成分的湖泥，特别在湖沼中，植物繁茂，大量的腐植质沉积下来，形成灰黑色和黑色的有机质淤泥，甚至成为泥炭层。生物沉积在湖相沉积中具有重要意义，不仅表现有颜色、岩性的独特标志，而且通过有机质淤泥的分析，可作为恢复古气候的重要依据。

湖盆的成因和大小不同，湖相沉积的特征也略有差异。大型湖盆多属构造成因，但高纬度地带的许多大湖，是因第四纪冰川的掘蚀作用所形成的。中国北方的汾渭古湖与桑干河古湖等一系列晚新生代的湖盆均属构造断陷湖盆，规模大，湖水深，湖相地层厚度大，可达数千米。大型湖泊的水动力性质与滨海及浅海情况很相似，其沉积物的特征、层序、相变关系以及沉积结构等方面也无甚区别，但在沉积规模和生物、化学性质上与浅海相沉积却有显著差异。

湖泊中波浪的基面较浅，在大湖中一般不超过水深 20 米，在此深度以下湖水不再受波浪影响和扰动，成为静水环境。深水湖相沉积物的性质与静水环境密切相关。湖滨带



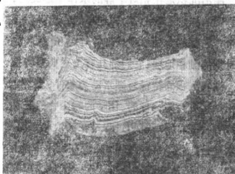
照片 2-7 (甲)　山西榆社上新世湖相层中之纹层及微褶皱

直接受波浪作用，不仅形成各种湖滨沉积，而且还形成各种湖岸侵蚀地貌。在大湖中水流比较显著，主要受风力控制，水流对碎屑物质的运移起着重要作用。

深水湖泊沉积常具有季节层理，一对薄层理(纹层)代表一年的沉积过程。夏季为灰白色的碳酸盐微粒沉积，秋冬为暗色的有机质沉积。在湖水分层的湖泊中，底水停滞不动，因为缺氧，无底栖生物，沉积的季节层理才能完好地保存。例如，我国山西榆社、太谷上新世湖相层中就具有微薄的季节层理，每个单层仅厚 0.11—0.18 毫米，每对薄层由一层白色和一层灰绿色的泥灰岩交替组成(照片 2-7)。

(1) 湖相沉积类型　根据湖水的动力条件及其空间分布位置，湖相沉积分为湖滨三角洲相、湖滨相和湖心相。

在河流注入湖泊的入口处，由于地形坡度减缓，流速减慢，在湖滨地带急速沉积，形成河湖之间的过渡类型——湖滨三角洲相沉积。在平面上呈不规则的三角型、扇形和长条形，伸向湖中，主要由砂质和泥质的交互沉积层组成，颗粒细，分选良好，从湖盆边缘向湖盆中心逐渐变细，砂粒含量减少，泥质增多。但沿河流主流线的物质较粗，并向湖中突出，其两侧颗粒变细。湖相三角洲砂层是石油及天然气聚集和贮存的良好场所，中国沿海一些油田的油、气富集区就位于古湖相三角洲砂岩体中。



照片 2-7 (乙)　山西榆社上新世湖相层中之纹层

湖滨相以粗粒的砂、砾石为其沉积总特征，但物质的粗细决定于湖滨周围的地形和注入湖泊的河流性质。山间湖盆的滨岸地带多为砾石和粗砂沉积，而平原地区的湖滨地带则以细粒的砂、粉砂为主。无论山间湖泊或是平原湖泊，其沉积物的空间分布规律，都是自湖滨向湖心由粗逐渐变细，分选良好，砂砾圆度极高，砾石多呈扁圆状，扁平面向湖心倾斜。湖滨砂砾层纯净均匀，层次分明，具有明显的斜层理和斜交层理，层理倾向湖心，倾角一般在 10° 左右。湖滨沉积物因受湖水涨落影响，经常出露水面，氧化条件较好，沉积物多为棕黄色，或灰黄色。但在大湖的滨岸地带，因为环境复杂，特别是在湖弯区，水动力作用

很弱，成为相对静水区，沉积物则以细粒为主，颜色也为灰色和灰蓝色。例如，鄱阳湖滨的鲤鱼洲一带，湖滨剖面中多为深灰色粉砂及粉砂质粘土沉积，含有大量蚌壳及其它生物遗骸。在比较曲折的湖滨带，往往出现平静的小型湖湾，这里风平浪静，以粉砂粘土及有机质沉积为主，甚至淤塞成沼泽，堆积泥炭。例如，山西武乡圪咀头上新世古湖边缘的小湖湾，即属闭塞沼泽，自滨岸带开始在短短的百米距离内就急速相变成沼泽相堆积。

湖心相。在大型湖泊中心的深水区，湖水中的生物作用和化学作用对沉积物的形成具有重要意义。在水深 20 米以下为静水区，水层几乎停滞不动，氧气缺乏，处于还原环境，在这种条件下，湖底的有机质能大量保存下来，再经厌氧细菌作用，使有机质腐烂，并产生硫化氢，致使沉积物呈现黑色或灰黑色。

湖心沉积物有泥灰岩、粘土、粉砂、碳酸铁、磷酸钙和有机物。其中湖相泥灰岩是一种成分不纯的碳酸钙混合物，颜色多为灰白或淡灰色，有些是由破碎的介壳所形成。在还原环境中，铁的化合物以氧化亚铁方式存在，将沉积物中的粘土和粉砂染成灰绿色和蓝灰色，或因有机质影响使其呈灰黑色或黑色。氢氧化铁以结核形式沉积成褐铁矿，碳酸铁也以结核形式存在，硫化铁以黄铁矿形式沉积，往往形成黄铁矿晶体，分散在湖相层中。

湖心相沉积层具有微薄纹层，有的形成厚层粘土，水平层理最为典型，岩性变化不显著。处于松软状态时的湖心软泥，往往因自重作用产生湖底滑动而形成微褶皱，这在具有纹层的软泥中最明显(照片 2-8)。



照片 2-8 湖底微褶皱（山西武乡）

（2）沼泽沉积物 沼泽与湖泊虽然都属静水环境，但沉积条件不同，沉积物特征不同。沼泽是长期积水的洼地，地下水临近地表，水很浅，喜水性植物大量繁殖，如莎草、芦苇等。由于长年积水，嫌气细菌对植物残体分解得不很彻底，有机物大量积累，同粘土和粉砂等非有机物质一起堆积，形成泥炭和腐泥。沼泽沉积的空间分带不明显，边缘有少量粗粒碎屑沉积，层理不甚发育，沉积层较薄，分布范围也不及大型湖泊沉积广阔，富含铁、锰及硫化物，往往形成铁锰结核及黄铁矿。沼泽沉积中的氧化铁在微生物作用下，发生去氧作用，变成亚铁化合物，沉积物常呈现蓝灰色。但由于沼泽积水浅，草类植物茂盛，部分游离的氧气可沿植物根系进入沉积物中，使部分亚铁化合物又被氧化成高价铁，因而在沉积层内沿根系周围形成黄褐色的锈纹和锈斑。

沼泽，有的是由浅水湖渐渐淤塞而成，有的是低洼地带因为排水不畅而成。无论哪种

沼泽，其沉积物的共同点就是富含大量有机质和硫化物，多呈黑色或灰黑色，并含丰富的孢粉，是孢粉分析的主要对象，也是重建第四纪古气候的重要依据。

我国幅员辽阔，自然环境复杂，有些地区沼泽广泛分布，全国现代沼泽总面积约为10万多平方公里。由于地形和气候条件的差异，沼泽分布不均衡，沼泽的成因和类型也不相同。东北的三江平原沼泽极为发育，属于低地沼泽；四川西北部的沼泽属高原沼泽。此外，在山前地带地下水溢出带，地势低平，也可形成沼泽，北京南口山前就有全新世的带状沼泽分布。在平原地区，由于地势低洼，排水不畅，也形成大面积沼泽。例如，河北平原南宫一带，在全新世因为河流泛滥，冲积砂层高于地面，使河道之间出现许多低洼地带，积水成沼泽，形成数米至20米厚的黑色淤泥埋藏在地表以下8至30米深处，与古河道冲积砂层交插分布。由于排水不畅，蒸发强烈，使沼泽发生盐渍化，成为大平原区严重的苦水区。

(3) 盐湖沉积　在干燥气候下的内陆区，湖水因蒸发强烈，水源补给缺乏，含盐度增高，原来的淡水湖变成咸水湖(盐湖)。当盐湖水中的含盐度达到饱和状态时，成盐作用就按元素的活动性依次沉淀下来。盐湖按化学性质可分为三类：

**碳酸盐湖(苏打湖)**　矿化程度低，含大量白云石、碳酸镁和菱铁矿。当盐度增高时形成碳酸钠和单斜钠钙石；盐度再高时，形成芒硝和无水芒硝。

**硫酸盐湖(苦湖)**　含硫酸盐矿物，如石膏、硬石膏、钙芒硝、无水芒硝及芒硝等，几乎不含碳酸盐矿物。

**氯化物湖(盐湖)**　含氯化钾、氯化钠、氯化镁、氯化钙等盐类。此外还有芒硝和碳酸盐等矿物。

盐湖沉积的顺序为：钙镁碳酸盐，硫酸盐，最后为氯化物。

我国西北广大地区的内陆湖多属咸水湖或盐湖，青海柴达木盆地的茶卡盐湖就是典型的氯化物盐湖。在柴达木盆地，第三纪多为淡水湖相沉积，有机质含量丰富，形成了重要的生油层。进入第四纪时，气候逐渐变干，湖水含盐度增高，出现蒸发盐沉积，演变成盐湖，并随着湖水干涸，结晶的白色池盐出露在湖面上，成为重要的盐类矿产。

(4) 湖相沉积物的总特征　湖相沉积一般都具有鲜明的标志，主要表现在湖相沉积的厚度、粒度、有机质、矿物成分、颜色、层理、化石及其分布范围诸方面。

**厚度和韵律**　在陆相地层中，湖相沉积层的厚度最大，一般可达几百米，甚至几千米。巨厚的湖相沉积层显示出有规律的沉积韵律，这与湖盆所在地区的升降运动以及气候的干湿变化而引起的湖水面涨落有密切关系。湖水面扩张，水深加大，其韵律特征为自下而上颗粒由粗变细；反之，其韵律为自下而上颗粒由细变粗。

**粒度**　平面图上湖相沉积构成环状分布，滨岸为砾石、砂分布带，中间为过渡的细砂

带,内部为粉砂粘土带,湖中心为粘土、泥灰岩分布区。

有机质 淡水湖泊中生活着丰富的动植物和微体生物,这些生物的遗骸沉积在湖底,经细菌作用使之分解成有机质。大量有机质沉积在泥砂之中,有的成为含油层,有的成为泥炭和淤泥。有机质是碳氢化合物,其颜色为黑色和灰黑色。

化石 淡水湖泊中生活的动植物以及湖滨地带的昆虫、森林、哺乳动物等残体,往往随同泥砂一起沉积在湖底,形成化石。湖相沉积层是富含化石的场所,是研究古沉积环境的重要依据。中国北方晚新生代湖相地层中蕴藏着丰富的动植物化石。

颜色 湖相沉积往往处在水下缺氧环境中,低价铁的化合物和碳酸钙的含量较高,所以湖相沉积以灰白、灰绿、黄绿、灰蓝、灰黑等色为特征。浅水湖沉积物常杂有棕褐色、淡红色。沼泽沉积为灰黑色及褐黑色。

6. 冰川堆积物

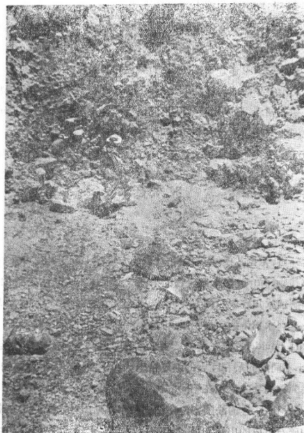
冰川是固体介质,无论其侵蚀、搬运和堆积的方式都不同于其它介质。由冰川搬运、堆积的物质称为冰碛物(moraine)。冰碛物的来源一方面由于大陆冰盖和山岳冰川在其运动过程中刨蚀和磨蚀冰川底床和侧方谷坡,产生大量岩石碎屑;另方面有从冰川周围山坡上因风化崩解坠落到冰川中的碎屑物质。这些碎屑物质一般都比较粗大,甚至有些巨大石块,称漂砾(drift boulder),混在其中。由于冰的密度很大,所以冰川搬运岩屑的能力极强,能将各种大小不同的碎屑和巨大的漂砾带走。当冰川停止发展并消融后退时,冻结在冰川内部和表层的碎屑物就堆积在不同部位,形成冰碛物(照片 2-9)。

"Moraine"是一个古老的法国字,在法国阿尔卑斯山区农民们用它来形容围绕在冰川边缘带由土和碎石组成的山脊和堤。早在 1777 年瑞士学者将"Moraine"一词开始用在文献中,后来由法国学者推广使用。早期把"Moraine"只用来描述地形,以后又加以地层的含义,也就是指由冰川直接作用产生的漂移堆积物。在斯堪的那维亚和欧洲其它国家的文献中"Moraine"是"till"的同义词,"till"是指不成层的漂碛,即冰川直接堆积的物质。

(1) 冰碛物的类型(图 2-13)

底碛 指沿冰川底部搬运堆积的物质,即冰川底床上的冰碛物。底碛的起伏形态不大,不具备长条形的地貌单元,这样可与终碛相区别。在北美北部的大平原及欧洲北部,底碛广泛分布,形成了波状平原。

终碛 指冰川末端和冰盖边缘的冰碛物,在地貌形态上呈脊状,可由一条或多条脊组成。在冰川边缘,随着冰的消融后退,各种类型的碎屑混杂在一起,最终堆积在冰川末端,形成终碛。山谷冰川舌末端的终碛称尾碛。在冰川消融过程中,如果发生阶段性的消融后退,将产生一连串的终碛脊和连续的冰碛层,构成一个终碛系。



照片 2–9　冰碛物(崔之久摄)

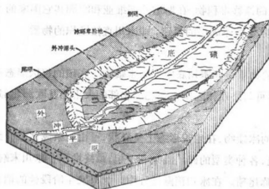



图 2–13　山谷冰川冰碛物类型图

终碛物由不成层的漂碛和成层的漂碛所组成。层状漂碛沉积在终碛脊之间的暂时性的小洼地中或小型扇形地及小沟床中。但由于冰川末端位置的摆动，漂碛层互相重叠或变形，形成复杂的混合冰碛层。

**侧碛**　指山谷冰川两侧形成的冰碛。典型的侧碛往往与尾碛相连接。当两条冰川汇合后，两

条侧碛合并成为中碛。

（2）冰碛物的特征　冰碛物是冰川中搬运的岩石碎屑，一般不具分选性，无层理，碎屑带棱角，大小混杂在一起。冰碛物是寒冷气候下的产物，因此，其中含有一些不稳定矿物成分，极少见动植物化石。但在冰川外围地区的地层中偶见喜冷的生物化石。岩石碎屑在冰川搬运过程中，互相挤压研磨，并对冰川底床和两侧的基岩进行掘蚀和磨蚀。所以冰川中的坚硬岩屑表面常常产生擦痕、沟槽和压坑等痕迹。冰川擦痕呈直线形，顺冰川流向排列，朝冰川上游方的一端深而宽，顺冰川下游方向的一端变浅并逐渐尖灭。

（3）冰水沉积物　冰川融水从冰碛层中流出形成溪流，将部分冰碛物搬运出来，并进行流水作用的改造，再沉积在冰川外围地区，这种沉积叫冰水沉积。冰水沉积与冰碛物相连，既保存有冰碛物的标志，又具有流水沉积物的特征，一些带棱角和擦痕的冰碛物经过融水的磨圆分选，使之成为圆度较高的砂砾石，具有良好的层次和层理，砂砾石的粒度也自上游向下游渐渐变小。

冰川融水溪流并不完全出现在冰川末端，部分溪流还形成在冰川内部和冰川之上，这些溪流随着冰川运动的方向将冰碛物向下游搬运，使冰碛层中常常出现具有流水作用特征的成层状的冰水沉积。特别是在大陆冰盖地区，在冰盖内部和冰盖下部由于融水作用形成长条状的冰水沉积称蛇形丘，或形成小型缓丘称冰砾阜（图 2-14）（照片 2-10）。

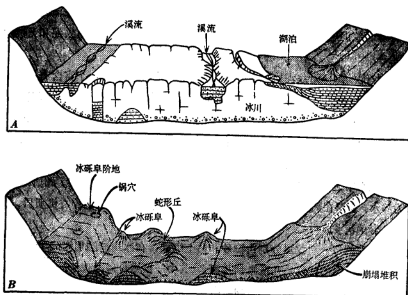
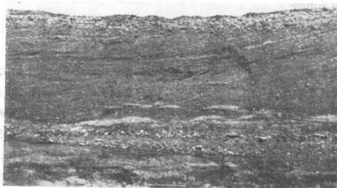



图 2-14　冰水沉积类型



照片 2-10　冰水沉积物(据 R. F. 弗林特)

（4）纹泥　指冰川湖泊中具有纹层的细粒沉积物。在冰川边缘由于冰碛物的堵塞而形成一些小型盆地,冰川融水聚积其中成湖;还有,在冰川消融后退的过程中,原来被冰川挖掘的洼地也可聚水成湖。在这种冰川湖泊中沉积了细粒的粉砂和粘土，这些细粒沉积由于受季节变化的影响，粒度和颜色往往发生周期性的变化，形成微薄的深浅交替的纹层，具有这种纹层的冰湖沉积物就称为纹泥(Varves)。纹泥由一深一浅的纹层构成一组，代表一年的沉积旋回。根据纹层的数目可用来计算沉积物的年龄和沉积速率。瑞典学者德・吉尔(De Geer)首先研究了瑞典的纹泥,测量了每一对纹层的厚度,绘成曲线,得出沉积速率,计算了纹泥的年代,并用 $C^{14}$ 测年进行对比。纹泥分成有机质纹泥和无机质纹泥两种类型。

有机质纹泥的每一对纹泥层包含一个富含碳酸钙的浅色层和一个富含有机物的暗色层，代表一年的沉积。早在 1865 年就有人确定了纹泥中的有机质层，并分析出有机质层中含有花粉粒,花粉的数量在每一个暗色层的上部最多,但各个地点的有机质层的花粉含量不相同。不同属的花粉粒按照开花季节的顺序，系统地成层地分布在有机质层中。根据这些证据得知浅色层代表夏季的沉积,因为这时期粉砂等矿物颗粒首先沉积下来,而有机质要待开花季节之后才进入水中，并在冬春没有冰川融水注入湖泊时，湖面冻结,湖水下层成为静水，悬浮在静水中的花粉粒始渐渐沉积到湖底,形成暗色的有机质层，所以暗色层代表冬春的沉积。

无机质纹泥的每一对纹层分别由粉砂和粘土组成，在冰川消融期间沉积在冰川前缘的湖泊中。一对纹层的厚度从几毫米到几厘米,其中一层由粉砂占优势的粗粒物质组成，另一层由细粉砂和粘土占优势的细粒物质组成。有些纹泥层中,其粒度是渐次变化的,但有些纹泥层不是渐变的，而是具有明显变化的纹层。这种类型的纹泥沉积与有机质纹泥

略有些不同，春夏季节从融化的冰川中流出的水流将粉砂和粘土带入湖中，呈悬浮状物质，粉砂首先沉积下来，而粘土粒却仍以悬浮状保持在水中，到秋冬季节冰川停止融解，湖面开始冻结以后，粘土粒才渐渐沉积下来。这种分离作用使人们观察到在一对纹层中由粗到细的渐次变化。第二年春天冰川再度融化，新的沉积物进入湖中，粗粒碎屑迅速沉积下来，在老的一对纹层顶部和新的一对纹层底部之间形成了不连续接触面。这种纹层沉积的旋回年是从春天开始的。

7. 三角洲沉积物

三角洲是海陆之间或河湖之间一种过渡型的沉积体。在河流进入海洋或湖泊的入口处，由于坡度减缓，流速减小，水流扩散，河流携带的大量泥砂就堆积在河口处，形成略似三角形的沉积体，称为三角洲。三角洲的顶端朝向陆地，底边朝向海洋或湖泊。三角洲的规模大小不一，大三角洲的面积从几十到几万平方公里。三角洲沉积主要是陆源物质，由河流带来沉积而成。三角洲多处于海陆过渡带，其沉积环境十分复杂，既受河流作用，又受波浪及海流、潮汐的影响，岩性岩相变化多端，海陆沉积常常相互交替，构成复杂的三角洲沉积体。三角洲沉积富含有机质淤泥和分选良好的砂层，是石油、天然气生成和聚集的良好场所。世界上许多大油田，包括我国的一些油田，都分布在古三角洲沉积体上。

（1）三角洲在平面上的分带　可分为陆上部分和水下部分。陆上部分即三角洲平原；水下部分包括水下三角洲平原、三角洲前缘斜坡带和前三角洲带。这三个带由陆向海依次延伸。（图 2-15）

三角洲平原　由河流沉积物组成。河流下游因地势平坦流速减小，常常发生分岔形成许多岔流，呈放射状朝海洋方向延伸。河流分岔处为三角洲与河流系统的分界。河流分岔的原因，主要是由于大量砂质沉积在河口处形成河口砂坝，河水绕砂坝两侧流出，于是出现分流。三角洲沉积类型繁多，主要类型有：分流河床沉积，天然堤沉积，决口扇沉积，以及牛轭湖、沼泽、湖泊、支流间的海湾等沉积。沉积岩性主要为细砂、粉砂及粘土，并富含有机质淤泥、泥炭等。

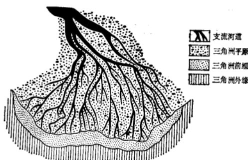


图 2-15　扇形三角洲平面分带图

（a）分流河床沉积以砂质沉积为主，发育槽型斜层理和单向斜层理。沉积物在横剖面上呈透镜体，中部最粗最厚，两端变薄变细，泥质增加。

(b) 天然堤沉积比河床沉积颗粒细，以细砂和粉砂为主，近河床内侧颗粒较粗，厚度较大，向河床外侧逐渐变薄变细，并过渡为沼泽沉积。天然堤沉积与河床沉积有时不易区分。

(c) 决口扇沉积。洪水期间河水容易冲破三角洲上的天然堤，淹没河间低地，形成泛滥平原即决口扇，沉积面积很大，形成大片的席状砂层。

(d) 沼泽沉积。三角洲上分流河道之间的低地，以及靠海的边缘部分，因地势低洼，形成湖沼、泻湖和海湾。其中有的逐渐发展成沼泽，沉积淤泥和植物残体，并堆积泥炭。这些原地生成的层状有机物，分布较广较稳定，可作为三角洲沉积的标志层。

三角洲沉积物的颜色因富含有机质而呈灰色和灰黑色，但也有红色和黄色的，代表河流沉积。

**三角洲前缘斜坡带** 该带围绕在三角洲平原向海的边缘，呈环带状分布。因处于海岸线地带，河流带入海中的沉积物又经过波浪、海流作用的再改造，在此形成纯净的砂质沉积集中带，沉积物中平均含砂量高达75%以上，泥质和有机质极少。砂质沉积主要集中在河口砂坝顶部，具有槽状交错层理及波痕，剖面上呈透镜体状，砂坝向海方向的末端，沉积物颗粒变细。此外，由于河口砂坝受波浪和海流作用，使砂质重新分布，形成广泛的席状砂，在波浪作用强的三角洲中，这种席状砂特别发育。席状砂，由于受波浪和海流的充分分选作用，砂质纯，粒度均匀，储油性能好，又靠近富含有机质的前三角洲的油源区，所以往往成为三角洲中油气聚集的有利场所。

**前三角洲带** 位于三角洲前缘的前方，以富含有机质的泥质沉积为主，呈暗色，具有细纹理，含水量达80%，是良好的生油层。沉积物是由河流搬运来的悬浮物质和胶体物质在海底沉积而成。大量胶状的硅随着细粒而沉积下来，沉积物的下沉比三角洲任何其它部分的沉积都要缓慢。富含海相化石，已属海相沉积。在泥质含量高的大河三角洲中，前三角洲厚度大，分布广。从前三角洲再向前，以及三角洲两侧外缘，逐渐过渡为大陆架沉积。

由三角洲前缘带向前三角洲带过渡，为粉砂沉积带，具有水平层理、透镜状层理和交错层及水流波痕。

总之，三角洲沉积的平面分带比较明显，从陆向海，由河流作用过渡为海洋作用，由陆上的三角洲平原带⟶海岸沉积的三角洲前缘带⟶海底沉积的前三角洲带。这三个带大致呈环带状分布。有的学者把三角洲比喻为一片树叶，三角洲平原上的分流河道向海延伸好似叶片上的叶脉，河道间的湖沼沉积好似叶肉，三角洲前缘席状砂好似叶的边缘。

(2) 三角洲在垂向剖面上的分带 三角洲沉积体在垂向剖面上可分为顶积层、前积层和底积层(图2-16,17)。

**顶积层** 是指三角洲的水上部分和水下部分的沉积物，由河流、湖沼沉积而成。沉积物产状近于水平，具微斜层理、波状层理及透镜体。沉积物颗粒由砂、粉砂及粘土组成，富含有机质，各类沉积物以非常复杂的方式互相结合。

**前积层** 位于水下三角洲前缘斜坡的沉积物，为沿前缘斜坡平行的倾斜面沉积而成。在小型水体中由于波浪和水流作用很弱，前积层的倾斜较明显。但在大型水体中由于波浪和海流作用很强，前积层的倾角很低，常常以不易觉察到的倾斜变化过渡成顶积层。前积层的前缘更为缓倾，并逐渐过渡为底积层。前积层由砂、粉砂及粘土组成，是三角洲向海前进的前坡，沉积速率大，其特征是沉积物粒度较小，含有较多的陆源植物碎屑，海洋生物含量较少，局部地方含钙质沉积，有铁和硅的氧化物胶体沉淀，这些胶状物分散在碎屑沉积物中或集结成结核。

**底积层** 在三角洲前坡以外的缓斜陆架上，平铺在海底上的沉积物称为底积层。在陆架内缘沉积物受河流作用影响，由悬浮物质和胶体物质所组成，沉积环境相当稳定，沉积速率比三角洲的任何其它部分都要慢得多。沉积物中含有大量海洋生物如有孔虫等，沉积物因受底栖生物扰动，常具有明显斑纹。

当三角洲向前发展时，底积层就被前积层所覆盖，前积层又被顶积层覆盖。在稳定的海面条件下建造的三角洲，在其垂直剖面上首先穿过顶积层，而后前积层，再下是底积层，最典型的海洋沉积在底部。这样形成三个沉积层组彼此叠覆的关系。

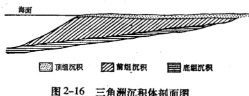


图 2-16 三角洲沉积体剖面图

三角洲在剖面上的三个层组，其岩性岩相界面与时间界面并不一致，它们彼此交错相接，顶积层向前向下与前积层相交，前积层再向前与底积层相接。

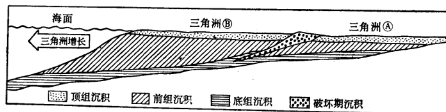


图 2-17 叠瓦状三角洲沉积体剖面图(据任明达)

关于三角洲沉积体的分层问题，在过去往往根据教科书上的三角洲沉积体古典图式进行解释，认为三角洲的顶积层和底积层基本上呈水平产状，而前积层倾斜陡。近年来的研究证明，各层的产状并非如此，许多大河三角洲，前积层的倾角也很平缓，一般仅有

0.5°—3°。因此,不能只根据各层倾角的差异去辨认古三角洲沉积。

由于三角洲形成的条件不同,前积层的倾角也有较大差异。河水与海水密度不同,尤其是河口区潮汐较弱时,咸淡水不在垂直方向上混合,淡水在海水上层向外散布很远,前积层主要由悬浮物质组成,倾角较小。反之,当河流注入淡水湖泊时,河水密度与湖水相似,它们在垂直方向上迅速混合,故水下三角洲面积较小,前积层的倾角也较大。此外,含较粗泥砂粒的河流,前积层倾角较大,有些入湖的小型三角洲,前积层倾角可达30°—40°。三角洲的形态类型很复杂,不同形态的三角洲,顶积层的岩相类型和岩相分布图示也各有特点。

三角洲沉积在发展过程中,位置并非固定不变,而是前后左右移动的,因此常形成许多个互相交错叠置的三角洲复合体。例如美国密西西比河三角洲,由于全新世的海面上升和岔流的移动,到现在已先后形成五个三角洲的复合体,厚度和面积都很大,但各个三角洲的年龄并不一致。

总之,三角洲的发展依赖于几方面的因素,首先是陆源物质的补给。河流大量补给较粗粒物质导致水下三角洲急速前进和陆上三角洲平原的扩大;反之,如果细粒物质占优势,补给量又少,则有利于前积层和底积层的发展。此外,水体的水深、河流的流量和流速、波浪和海流的强弱以及海面升降等因素,都可影响三角洲的前进和后退。深水环境和强烈的波浪、海流作用,使沉积物广泛扩散,有利于前积层和底积层的形成。海面上升可以助长水下平原的扩大。反之,微弱的波浪作用,以及平稳的海面或下降的海面,则有助于陆上三角洲平原的发展。

湖泊三角洲,因波浪作用较弱,无潮汐作用,动力条件以河流作用占优势。例如,注入洞庭湖的河流分支多,输砂量大,在湖中迅速形成一个鸟足状三角洲,把洞庭湖分割成为两个部分。

湖泊三角洲与海洋三角洲沉积的区别:

(a)湖泊三角洲的前积层倾角一般较大。

(b)湖泊的波浪较弱,河流输砂的季节变化在湖泊三角洲沉积层中有比较明显的反映,前积层中有时可见砂与粉砂的韵律交替,形成纹层;底积层中也有季节层理。

(c)湖滨三角洲的规模较小。

(3) 三角洲的类型　三角洲的发育和形态特点主要受河流作用和蓄水盆地能量之间的相对强度所控制。当河流作用较强、输砂量大,而海洋能量相对较小时,形成突出的三角洲,如黄河三角洲、密西西比河三角洲、尼罗河三角洲。当海洋作用较强时,波浪和海流将河流入海的泥砂进行横向搬运,再堆积到岸边,形成砂坝环绕的三角洲,如滦河三角洲、尼日尔河三角洲。此外,近岸处水的深度和水下斜坡陡峭程度、气候和构造条件等也有一

定影响。水下斜坡太陡不利于三角洲的形成；气候条件直接影响河流的输砂量；近岸海盆的沉降速度和沉积速度相适应时，海岸线保持相对稳定，有利于三角洲的形成和发展。三角洲的类型很多，现仅介绍下列两种：

鸟足状三角洲　河流输入海盆的沉积物量大，泥质含量高，近海岸水深，海洋作用较弱，沉积厚层的前三角洲淤泥，同时分流河口砂坝很发育，直接盖在厚层的前三角洲泥质沉积之上。分流河床沉积大部分被保存下来，并能较快地向比较深的海中推进，使分流河床砂质沉积体呈长条状，两侧为天然堤和滨海沼泽。这种分流河床砂质沉积体称为指状砂坝，呈舌状向海中延伸。整个三角洲上有许多分流，各个分流以不同速度和不同方向伸向海中，长短不一，好似鸟足。由于指状砂坝迅速向海推进，使海岸线呈不规则的锯齿状。分流之间为半封闭的或开阔的海湾、浅海和泻湖。三角洲平原上的湖泊、沼泽和决口扇沉积都很发育。这种类型的三角洲就称为鸟足状三角洲。美国的密西西比河三角洲是典型的鸟足状三角洲。

扇形三角洲　河流输入海盆的泥砂量大于海洋的破坏作用，河流作用占优势，三角洲上分流多，较稳定，以近于等速的放射状全面向海延伸，使三角洲形态呈扇形或半圆形。这种三角洲具有微突出的河口。我国的黄河三角洲属于此种类型。黄河是世界大河之一，含砂量大，历史上多次改道，形成许多个交错叠置的三角洲，其形态近似扇形。现在的黄河三角洲每年向海伸展 2—3 公里，最快时一年可达 10 公里。黄河下游河道因切割于粉砂层中，粉砂抗冲性差，河道易变，河口摆动频繁，分流河口不能长时间稳定在一个位置上，因此三角洲外形呈扇状。

世界上许多大河的三角洲也呈扇形，如尼罗河、多瑙河以及密西西比河的部分三角洲皆属此种类型。尼罗河三角洲是众所周知的典型三角洲，古希腊字“Δ”即来自尼罗河三角洲的三角形态。它的陆上部分包括湖沼、泻湖及许多岔流，滨岸平原延伸到海面以下 6—10米深处，水下平原以和缓的斜坡延伸到水下 50 米深。尼罗河三角洲水上部分的底边长约 50 公里。

(4) 三角洲沉积的经济意义　三角洲地区是重要的成油、成气环境，世界上许多油田、气田都分布在古代三角洲的沉积区。河流输入海盆的泥砂中含有丰富的有机质，为海中生物提供了丰富的养料，因此在三角洲附近的浅海海域是海洋生物最繁盛的水域，这就为烃类物质的来源创造了条件。三角洲的底积层厚度大，富含有机质，由于沉积速度快，地壳下沉快，使有机质能很好地保存下来，形成良好的生油层。泥质沉积中含水量高达 80%，在成岩过程中，不但有利于有机质向石油转化，还有利于油、气从压缩的泥岩中运移出去。

三角洲沉积具有各种类型的砂质沉积体，成为良好的储油层。因砂岩体的孔隙度和

渗透率都较高,尤其以三角洲前缘席状砂最好。席状砂直接覆于前三角洲泥质层之上,在平面上二者也是交错穿插,油和气最先运移和聚集于此。在成岩作用过程中,三角洲前缘砂与河床砂之间,由于地球化学性质发生变化,三角洲前缘带为咸水环境,pH 值高,河口处为淡水环境,pH 值低,于是发生硅质胶结带,使岩石中孔隙度降低,阻止油、气向河床上方移动,这样更有利于油、气聚集在三角洲前缘带内,而且前缘带砂层纯净,物理性能良好。鸟足状三角洲,其分流河床和河口砂坝向海推进既快又远,直接盖在前三角洲泥质沉积之上,成为主要的储油砂岩。每当海进时,海相粘土超覆于三角洲砂岩体之上,形成良好的区域盖层。分流之间的沼泽和湖泊沉积的泥质层或炭质层也可作为盖层。

发展迅速的三角洲是与海退同时产生的。愈新的沉积愈向海方向推进,在垂向剖面上,表现为向海推进的雁行排列的三角洲透镜体。每个透镜体之间夹有薄层的海相沉积夹层。每个三角洲由下向上的岩性岩相变化依次为前三角洲泥质沉积、三角洲前缘粉砂和砂质沉积,三角洲平原粗粒的河流沉积和沼泽沉积,也就是由海相到陆相的沉积旋回,这是三角洲沉积的一个重要特征。三角洲发育最好的地区为海湾或内陆海的低潮区,如渤海和黄海、南海,以及墨西哥湾、地中海和孟加拉湾等。

8. *风成沉积物*

在干旱和半干旱的荒漠地区,由于温差大,降雨量稀少,蒸发强烈,地面上几乎没有或很少有植物生长,岩石裸露地表,遭受强烈物理风化,产生大量岩屑,为风成沉积提供了物质基础。风力对地表的作用表现为吹蚀、搬运和堆积,并形成各种类型的风成沉积物,如沙漠、黄土等。风力作用不仅表现在沙漠中,而且在植被贫乏的砂质海岸、河漫滩和泛滥平原上也有巨大影响,形成各种风沙沉积。

在沙漠区,风吹地面时,由于气流的紊动作用,能将地表的松散砂粒或基岩表面的风化产物吹扬起来,进行搬运。风挟带很多砂子移动,一方面与岩石表面发生摩擦,同时砂粒之间在搬运中也互相撞击。风所携带的砂粒直径约为 0.01—0.25 毫米。在刮大风时砂粒能被吹扬到 1 米以上的空中。风的搬运作用往往表现为风砂流。风砂流内有 90% 的砂粒是在紧接地面 11 厘米高的气流内移动的。由于砂粒大小不同,运动方式可分为悬移、跃移和推移。

**悬移** 一些较小砂粒(小于 0.2 毫米)能够长期悬浮在空气中移动,不致下落。这是因为细小砂粒的沉速小于风的紊动向上分速而悬浮在空中。由于风砂流的速度通常比河流的速度要大,所以在单位时间内通过单位断面的风力悬移搬运量比河流悬移搬运量要大得多。

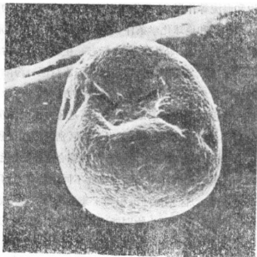
**跃移** 跃移是飞跃的颗粒降落时碰撞地面而产生的回弹性跳跃。风砂颗粒回跃升入

空中，受到风的作用，沿着弯曲轨道上升达到一定高度后，大致呈平缓轨迹下落，下降角一般在 10°—16° 之间。在较高的风速下，跃移物质离开地面向上时的初速大，上升高度大，受风力直接作用而前移的距离也大；降落时，砂粒向地面冲击的速度也大，因而使另一些颗粒被冲击抛入空中的运动也更为强烈。

**推移** 也称蠕移，是由于一些跃移运动的砂粒在降落时对地面不断冲击，使地表上较大的砂粒在受到冲击后缓缓向前挪动。低风速时，可以看到这些颗粒时行时止，每次只移动几毫米。但当风速增加时，移动的距离则随之增长，而且移动的颗粒数量也增多，到最高风速时，整个地面的砂粒好象都在缓缓向前移动。根据 R. A. 拜格诺的资料，高速跃移的颗粒，它的冲力可以推动六倍于它的直径的砂粒，或二百多倍于它的重量的表层砂粒，但推移的速度很低，每秒钟仅前进 1—2 厘米，而跃移物质每秒钟移动距离可达 10 米。

气流在运动过程中遇到障碍时，风力减小，或者气流中相对含砂量增多，超过其风力所能搬运的最大容量，所挟带的砂子就发生堆积。当挟砂气流遇到山体阻碍，气流可把流砂带到迎风坡小于 20 度的山坡上堆积下来。当气流方向与山体成锐角相交时，一股气流循山势前进，另一股气流沿着山体迎风坡成斜交方向上升，在上升的过程中，因气流沿途摩擦而减缓，砂子卸下，堆在迎风坡上。地面上的草丛或建筑物的阻挡，也可使流砂堆积。地面植被对风砂流的阻碍非常明显，在沙漠地区小灌木和草本植物是风砂沉积的重要因素。当挟砂气流在运行过程中遇到较冷空气层时，它就会向上抬升。这时，一部分砂子由于惯性而不能随气流上升沉降下来。

由风力搬运堆积的碎屑物称为风积物，其特点是：颗粒一般只限于小于 2 毫米的粒级，很少混杂粘土粒，因为砂粒堆积时，尘土仍继续前移，被带到更远的地方才堆积下来。例如，中国的黄土，其分布与沙漠成带状排列，颗粒由北往南逐渐变细，厚度也逐渐变薄。风积砂粒度非常均一，分选良好，是陆相沉积中粒度分选最好的一种。风积砂的磨圆度很高，砂粒表面有许多小麻坑，这是因为砂粒在搬运中，互相碰撞使光泽表面上出现许多不规则的小坑（照片 2-11）。但这种现象仅限于较大的砂粒，而小于 0.1 毫米的颗粒，表面没有麻坑。风成砂的矿物成分一般



照片 2-11 风砂表面特征（电子显微镜下观察）

以石英砂为主，也有少量长石和其它重矿物颗粒。

风积物的堆积形态以各种类型的沙丘为特征，最常见的有新月形沙丘、沙垅等。沙丘砂的结构具有明显的斜层理、交错层理和水平层理。在沙丘的向风坡，砂粒沿缓坡向前移动，形成良好的纹层，纹层略缓倾，倾角通常为 3°—10°。各纹层相当薄，厚仅1—3毫米，由分选良好的细砂组成，有时在层间也可见到略为粗一点的砂层。



照片 2-12 风成砂的斜层理

在背风坡砂粒沿较陡的斜面滑落下来，组成前积层，倾斜度约25°—34°，接近滑动面底部时，前积层逐渐平坦，单个的前积层较厚，约 2—5 厘米。随着风向的改变，前积层的倾向也随之变化，从而形成交错层理或斜层理(照片 2-12)。

## II. 海相沉积

### 1. 区别海相与陆相沉积的标志

包括物理的、化学的和生物的三方面。物理特征表现为水动力条件，即水流、波浪、潮汐和海流等作用，这些作用影响到沉积物结构、构造和岩性等。化学特征反映了沉积水域的水化学和地球化学条件，表现在沉积物中不同元素和化合物的含量，同位素组分和自生矿物等的特性，即岩石、矿物标志。生物特征即古生物标志，包括实体化石和痕迹化石。

上述三方面中，生物与化学标志是区分海陆相沉积的主要依据。由于有机界对环境的反映比无机界更为灵敏，古生物方法最为有效，但它的分布和数量常有限制。物理特征在沉积层中最普遍最直观，但不是区分海陆相沉积的直接标志。譬如，水动力条件是区分河流与湖海沉积的标志，但不易区别开湖泊沉积和浅海沉积。因此，必须进行生物、岩矿、地球化学和物理作用诸方面的综合分析，才能更精确地判断海陆沉积环境。

根据现代海洋中和陆地上的不同生物群，运用“将今论古”的原理，推断古生物生活的环境条件，以区别海陆沉积相。某类生物只在一定盐度的海水中或淡水中生活，属于“狭盐性生物”；另一类生物则能适应海、陆水域，称为“广盐性生物”。譬如浮游有孔虫、放射虫只能在正常盐度的海洋水域中生活，而贻贝、乌蛤等则能适应淡化的海水，所以不同的生物属种代表不同的盐度范围。根据海陆过渡的半咸水中特殊的生物群，或根据海、陆

相化石的混杂，可以判别海陆过渡相沉积。但是盐度并不能代替"海相性"，因同样在半咸水中生活的生物，有的是海相性的，有的是海陆过渡性的，还有的是陆相半咸水环境的。

应用古生物标志必须慎重，因为现代生物属于海相或属于陆相并不是绝对的。比如有的海鱼可以回游到河流产卵，海豹甚至能从北冰洋通过河道溯源进入贝加尔湖定居。虽然这种现象只限于能迅速主动游移的脊椎动物，但是其它生物的生态也有因研究不详而认识不够的。其次"将今论古"的方法也要恰如其分的使用。单纯依据共生组合来推测绝灭生物的生态，也包含着错误判断的可能性，因为造成生物化石群的埋葬群和反映沉积环境的生物群，往往并不一致。陆相生物遗骸可以被河流带入海洋，海生生物也有可能因潮汐或其它原因而被带上陆地，这种混杂现象常发生在海岸线附近的海陆过渡带内。较早沉积物中化石的再沉积，可以造成更大的混淆，虽然这种化石易于辨认，但仍应注意它们造成的复杂性。

**表 2-4　新生代无脊椎动物各门类的分布环境**
**（据同济大学）**

| 门类 | | | 陆相 | 海陆过渡相 | 海相 |
|---|---|---|---|---|---|
| 原生动物 | 有孔虫 | 底栖 | | 分布较少 | 分布的主要环境 |
| | | 浮游 | | | 分布的主要环境 |
| | 放射虫 | | | | 分布的主要环境 |
| 海绵 | | | 少见 | 罕见 | 分布的主要环境 |
| 珊瑚 | | | | | 分布的主要环境 |
| 苔藓虫 | | | 少见 | 少见 | 分布的主要环境 |
| 软体动物 | 腹足类 | | 分布的主要环境 | 分布的主要环境 | 分布的主要环境 |
| | 瓣鳃类 | | 分布的主要环境 | 分布的主要环境 | 分布的主要环境 |
| 节肢动物 | 介形虫 | | 分布的主要环境 | 分布的主要环境 | 分布的主要环境 |
| | 昆虫 | | 分布的主要环境 | | |
| 棘皮动物 | | | | | 分布的主要环境 |
| 鱼类 | | | 分布的主要环境 | 分布的主要环境 | 分布的主要环境 |

图例：分布的主要环境　分布较少　少见　罕见

新生代地层中海相、陆相与过渡相的划分，主要的化石依据是软体动物及各种微体动物化石。新生代最主要的化石门类所反映的环境大体如表 2-4 所示。

(1) 软体动物是划分海陆相沉积的重要标志之一，其中主要是瓣鳃类和腹足类，一般鉴定到属便可分辨沉积相。譬如，江苏北部上第三系盐城组个别层位中发现的文蛤(*Meretrix*)和织纹螺(*Nassarius*)是典型的海相属。世界上许多地区在恢复新生代地层的沉积环境时，首先是依据软体动物作出的。典型的海相和陆相软体动物化石群容易辨认，而半咸水相的化石组合比较难以区分。现代腹足类中，广盐性属的觿螺(*Hydrobia*)能适应从近淡水到盐度达 150 ‰的过咸水。瓣鳃类中有些有强烈的广盐性。陆生的和海生的软体动物混杂的化石群，通常是滨海边缘环境的产物。

软体动物化石的形态也可指示环境。在淡化水中，海生软体动物往往出现壳体变小和壳饰减弱的现象。

但是，用软体动物化石确定沉积相也有一定的局限性，需要配合其它的生物标志，如

表 2-5　新生代主要软体动物分布相

（据同济大学）

| 类别 | | 陆相 | 海陆过渡相 | 海相 |
|---|---|---|---|---|
| 腹足纲 | 前鳃亚纲 | | | |
| | 后鳃亚纲 | | | |
| | 有肺亚纲 | | | |
| 瓣鳃类 | 栉齿目 | | | |
| | 异柱目 | | | |
| | 裂齿目 | | | |
| | 异齿目 | | | |
| | 系齿目 | | | |

注：表中符号说明同表 2-4

微体化石分析等，这样在确定沉积相时更为可靠。

(2)有孔虫是一种海洋生物，含有孔虫的地层一般属于海相沉积，但有的属种也能适应于半咸水环境：一是滨海边缘环境，二是残留海水环境。滨海边缘是指与海联通，受海水影响，但又受到某种阻隔的泻湖和河口等水域。这种环境的盐度通常比海水低，而且有很大的季节性变化。在河口地区，从口外浅海到河口上段，随着盐度及海水影响强度的减低，有孔虫的种数和个体数逐渐下降。纯粹的淡水中无有孔虫，而被有壳变形虫(Thecamoebina)所取代。如长江口，有孔虫(埋葬群)从口外的数十种降至河口上段的十余种，淡水中则为有壳变形虫。

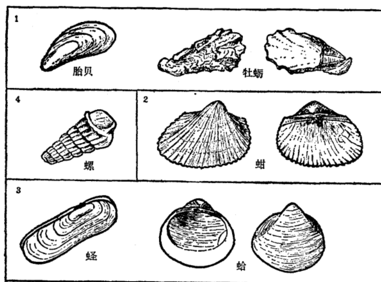



图 2-18　海滨常见的软体动物类型

泻湖中有孔虫的种数比海水中为少，减少的程度与其盐度偏离正常海水盐度的程度相适应。泻湖有低盐度(半咸水)、中盐度(近于海水)和高盐度(过咸水)之分，不同盐度的泻湖中有孔虫组合亦不相同。如美国墨西哥湾沿岸诸泻湖，由北向南随着气候变干变热，

泻湖水盐度增高,有孔虫群的主要成分也从胶结质壳变为透明钙质壳,以至瓷质壳。但大多数泻湖是半咸水型的,从海洋经泻湖入口到泻湖内部,盐度逐渐减低,有孔虫种数也随着减少。

残留海水环境,是指近期遭受海侵,现在为残留的内海或盐湖。这类地区可能深处内陆,甚至距现代海岸数百公里之远,但含有孔虫的例子已发现多处。这种内陆水域有孔虫的发现,往往引起关于其来源的争论。如我国的怀来盆地、运城盆地及渭河盆地等处均发现第四纪有孔虫群,其来源尚无结论,但它们残存的环境应与海水有关。

半咸水相有孔虫辨别的标准,可归纳为四点:

(a)属种单调。在正常海水中有孔虫群通常有数十种至百余种组成,而半咸水中却只有少数几个种。

(b)壳体小,壳壁薄,壳饰弱。中国长江口和杭州湾的有孔虫,壳径多在0.1— 0.15毫米范围内,与东海、黄海的有孔虫相差悬殊。

(c)种内变异强,畸形个体多。在半咸水异常而多变环境下,有孔虫种内变异加强,产生旋卷壳松旋,平旋壳不对称,房室增长不规则等种种畸形个体。

(d)特殊的共生组合。正常海水的有孔虫群与海生生物共生,而半咸水中的有孔虫则常常与非海相软体动物、介形虫和轮藻等共生。我国华北第四纪地层中发现一种山西诺宁虫同半咸水介形虫、轮藻共生。内陆盐湖与海水完全无联系者,均未曾发现过有孔虫,如青海湖未见有孔虫。因此有孔虫是"海相性"的可靠标志,地层中发现有孔虫化石应是海水影响的良好标志。对有孔虫组合的鉴定,又可鉴别海水的盐度、深度和温度。

(3)介形虫标志。现代介形虫的生活领域很广,在一切水域中都能生存,以浅海和湖泊中最为普遍,从数千米的深海到热泉、沟渠都有分布。新生代的介形虫化石,基本上都属于速足亚目(Podocopa),包括海水、淡水和半咸水的种类。在淡水中生活的介形虫,壳面光滑,壳薄,铰合简单;在海水中生活的介形虫,壳饰明显,壳厚,铰合复杂。

介形虫是半咸水沉积物中为数最多的一种微体化石。在与海相通的水域里,随着盐度减低,有孔虫数量减少,介形虫却逐渐增多。这两者之间的关系,提供了辨认古海岸线的一种重要方法。在盐度不超过13‰的里海,现代介形虫达80种,而有孔虫只不过10来种。可见介形虫与有孔虫种数和个数的比值,是区分海陆过渡相和正常海相地层的线索。但有些半咸水环境似乎不宜于介形虫生存,中国长江口内、杭州湾内以及黄河口区,极少发现或没有介形虫。

表 2—6 介形虫主要科的生态分布(据同济大学)

| 目 | 科 | 亚科 | 分布 | |
|---|---|---|---|---|
| 速足亚目 | 达尔文介科 Darwinulidae | | | 淡水至微咸水 |
| | 土棱子介科 Bairdiidae | | | 海水 |
| | 金星虫科 Cyprididae | 金星介亚科 Cypridinae | 淡水为主 | 淡水、半咸水、海水 |
| | | 玻璃介亚科 Candoninae | | 淡水至微咸水 |
| | | 似星介亚科 Paracyprididae | | 海水 |
| | | 圆星介亚科 Cyclocypridinae | | 淡水 |
| | | 海星介亚科 Pontocypridinae | | 海水 |
| | | 土星介亚科 Ilyocypridinae | | 淡水及微咸水 |
| | | 女星介亚科 Cyprideinae | | 淡水至半咸水 |
| | 女神虫科 Cytheridae | 女神介亚科 Cytherinae | 海水为主 | 海水为主,有些半咸水 |
| | | 半神介亚科 Hemicytherinae | | 海水 |
| | | 粗面介亚科 Trachyleberidinae | | 海水 |
| | | 丽神介亚科 Cytherideinae | | 海水为主,有些半咸水 |
| | | 尾神介亚科 Cytherurinae | | 半咸水及海水 |
| | | 弯贝介亚科 Loxoconchinae | | 大多为海水,少数半咸水 |
| | | 湖花介亚科 Limnocytherinae | | 淡水 |
| | | 海神介亚科 Bythocytherinae | | 海水 |
| | | 异口介亚科 Paradoxostominae | | 海水 |

2. 滨海相沉积

滨海是指高低潮线之间和水下岸坡部分,即受波浪和潮汐作用的地带。在此带内形成了各种海岸地貌和滨海相沉积。

滨海相沉积物主要来自陆地,部分来自沿岸地带,以河流入海物质为主要来源。此外,海洋生物介壳也是滨海沉积物的重要组成部分,并能形成特殊的贝壳堤或贝壳滩。不同海岸带有不同类型的海洋生物沉积,如热带的珊瑚礁,砂质海岸的蚶、蛤,基岩海岸的牡蛎、扇贝等等。

滨海相沉积在波浪和沿岸流作用下,物质的移动方向分为横向移动和纵向移动。

横向移动是在激岸浪作用下，物质移动方向与海岸垂直。由于激浪的水质点向岸运动速度大于向海运动的速度,泥沙随之向岸移动,尤其粗粒物质就在海岸上堆积下来。但是在海底向海的斜坡上，在重力作用下，又使泥沙同时产生向海的移动。激岸浪向海回流,又能将细粒泥沙随回流推向海底。激岸浪的往复运动,产生了滨岸物质的向陆和向海的分选,粗大物质堆积在海岸线附近,细小的泥沙堆积在水下岸坡部分。

当波浪前进的方向同海岸斜交时,在平面上波浪发生折射，出现与海岸平行的浪流，称为沿岸流。在这种情况下,由于波浪与重力沿岸坡的分力作用方向不一致,于是物质则沿着波浪作用方向与重力沿岸坡的分力作用方向之间的合力方向移动。这样就产生了平行于海岸的物质移动方向,即纵向移动。在一般情况下,滨海地带的物质移动，往往错综复杂地交织在一起,沉积层的结构也随之复杂多变。

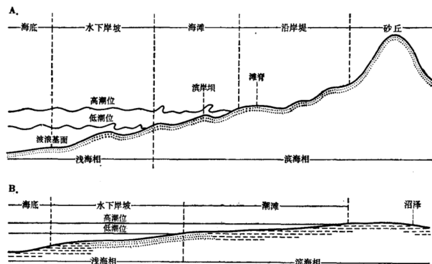



图 2-19 砂砾质海岸带(A)与粉砂淤泥质海岸带(B)剖面图(据任明达)

滨海相沉积物的特征:

(1)滨海带沉积物由于经过波浪多次往返搬运和研磨，分选性和磨圆度均良好，海滩砂纯净,砾石扁平。由于波浪作用力的强弱不一,沉积物的层理厚度不等，砂层具有向海倾斜的斜层理以及倾向不定的交错层理。

(2)砂层的颜色较暗，重矿富集，常形成重要砂矿。重矿多集中在海滩脊顶和侧麓。砂层层面平滑,有各种类型的波痕和虫孔等沉积构造。海滩砂的分布多呈带状或席状,与海岸线平行延伸,砂体岩性均匀,储油性能良好,往往是油、气聚集的地带。

(3)淤泥质海岸沉积物,颗粒细小,多呈蓝黑色和灰蓝色,具有腥臭味。因为在缺氧环境中,易产生硫化铁,将淤泥染成暗灰色。由于物质多随潮流从相邻地区搬运来,而海岸外侧的潮流作用较强,所以较粗物质沉积在海岸外侧,较细物质堆积在海岸内侧。中国的渤海湾西岸和苏北海岸均属此种类型。

3. 泻湖沉积

泻湖是滨海的重要组成部分,发育在海岸砂堤内侧。有的泻湖与大海之间以狭窄通道相通,有的泻湖与大海之间完全被砂堤或砂咀相隔,成为封闭的水体。封闭的泻湖有的淡化,有的咸化。

在潮湿气候条件下,河流注入泻湖的水量超过它的蒸发量,于是泻湖水位升高,甚至超出海面,湖水自出口排泄,含盐度降低,逐渐淡化,成为淡化泻湖。

淡化泻湖沉积以碳酸岩类为主,与泥砂混杂在一起沉积,并含铁锰结核、二氧化硅、黄铁矿及绿泥石等矿物。由于海水淡化,泻湖中的生物发生变异,动植物属种单调,个体变小,出现畸形。当湖底积聚硫化氢时,常使生物绝迹。此外,在淡化泻湖中生活有半咸水生物,它们的化石在第四纪地层中具有很重要的研究意义,是恢复海陆变迁史的重要证据。在淡化泻湖边缘及潮滩带生长大量沼泽植物,可发育成滨海泥炭或褐煤。

咸化泻湖,形成在干燥气候下。由于泻湖水的蒸发量大于淡化水的注入量,泻湖水位降低,甚至低于海面,海水可以倒灌于泻湖中。强烈的蒸发作用使湖水含盐度增高,甚至超过海水的正常盐度。由于湖水咸化而引起海水生物群的变化。有些不能适应高盐度的生物渐渐死亡,如珊瑚、棘皮动物等。适应广盐度的生物,特别是斧足类、腹足类和介形虫类,数量可能有所增加。但当盐度增高到一定界限时(50—55‰),泻湖内几乎无生物生存。当盐度增加到60—70‰时,开始沉积盐类矿物,如石膏、芒硝和食盐等。碎屑物以砂泥为主,并有盐渍化和石膏化的砂质粘土沉积,其中常含有石膏、芒硝和盐的夹层。泥岩中含有食盐假晶及泥裂等现象。沉积层一般具有水平层理。

4. 浅海相沉积

浅海是指低潮线以下至水深200米的水下平原地带,即大陆架的范围。超过200米深度,海底坡度急剧转折,由平缓的陆架变成陡峻的大陆坡。在大陆架浅海中,海流系统十分复杂,强度变化不一。第四纪以来,因海面多次升降,大陆架几度出露成陆,又多次沉没成海,所以浅海区沉积物形成的规律,也十分复杂。自滨海至浅海,并非简单地随着离岸距离的增加和水深的加大沉积颗粒依次由粗变细。近年来,根据大陆架样品的采集和分析,证明浅海相沉积物的分布规律同海水深浅或距岸远近,并无绝对直接关系。

浅海沉积以泥质和砂质为主，其中又以泥质沉积占优势。泥质沉积的主要来源是河流的悬浮物质，所以泥质沉积常依河口沿岸流的活动范围而分布。此外，在大陆架上广泛分布着“残留沉积物”。所谓“残留沉积”是指第四纪冰期时，因海面下降使现在的浅海陆架成为沿海平原和滨岸地带，相应地沉积了陆相和滨海相物质，包括有关的生物化石。冰后期，随着海面上升，这些地带又成为浅海环境，上述沉积物就残留在浅海海底，出现了与现在环境不相符的情况。这些残留沉积是研究第四纪海面升降的最有力证据。残留沉积物包括砂和砾石，分选良好，磨圆度很高，含有陆生生物化石和滨海生物化石，例如象、犀、牛和牡蛎等。

现在的浅海沉积，以粉砂和粘土为主，含有海相标志的自生矿物，如海绿石、磷灰石、海绿泥石和鲕状绿泥石等。浅海中有丰富的生物群，包括底栖生物和浮游生物，如有孔虫、珊瑚虫等等，它们的遗骸同矿物碎屑一起沉积在海底，形成海相生物沉积岩，尤以生物碳酸岩更为普遍。大陆架上还有火山喷出物，同上述沉积物质往往混合在一起。

总之，浅海相沉积包括两种类型，即现代陆架沉积物和第四纪残留沉积物。前者属典型的浅海相，后者是陆相及滨海相沉积。下面以东海陆架为例，说明浅海沉积的特征。

东海大陆架沉积物质的组成可分两大类：一是陆源组分，二是非陆源组分。陆源组分是由各种途径沉积在海底的各种造岩矿物和粘土矿物，这是大陆架沉积物中含量最多的组分，但随着水深的增大，含量有减少的趋势。非陆源组分是指在水下形成并沉积的物质，其中一部分是生物残骸。它们的软组织以有机质形式出现在沉积物中，多分布在内大陆架部分，尤以软泥中含量最高。硬质生物遗骸，主要是生物外壳及骨针等，多分布在外大陆架，特别是坡折线附近含量较高。非陆源组分另一部分是自生矿物，它和生物硬体的分布大体一致，主要出现在外大陆架。海绿石和陆源碎屑被钙磷质重新胶结成一种集合体。海绿石有的以粒状形式出现，有的填充在各种生物硬体残骸的空隙中。有些部位因有孔虫碎屑及海绿石的大量出现而形成了海绿石有孔虫贝壳砂。

浅海沉积颗粒的分布受海面升降变化的影响。东海大陆架上广泛分布的粗粒沉积物，属于浅水、甚至滨海相沉积，后来由于海面上升，又被100多米深的水体所覆，并远离现在海岸，成为外大陆架组分的一部分。外大陆架还有砾石广泛分布，而在内大陆架却未曾发现。砾石磨圆度良好，表面被大量底栖生物附着，或钻孔或栖居，改变了砾石表面的光滑度，这是长期处于宁静状态的表现。这些砾石是经过水介质的反复作用，在潮间带形成的，后来因海面上升被保存在浅海底成为“残留沉积物”。

浅海中的珊瑚礁，是热带海洋所特有的生物堆积。造礁珊瑚的生长直接受海水温度、盐度、含氧量、水深、透明度和基底状况的影响。珊瑚礁的发育，除决定于造礁珊瑚的生长外，还受海面升降、海流、风浪和潮汐等内外因素的制约。一般认为水温20℃以上，含盐

度 27—38‰，水深60米以内，透明度良好，海水中有充分溶解氧和良好的固着基底的海域，是造礁珊瑚生长的适宜环境。海面上升或固着基底下降的速度与造礁珊瑚生长的速度相适应时，有利于珊瑚礁的发育，可形成巨厚的珊瑚礁。原生珊瑚礁受海水再改造再堆积，形成次生珊瑚礁堆积。

中国南海海域发育了较好的珊瑚礁。海南岛周围海域的自然条件有利于造礁珊瑚的生长。南海诸岛除了少数是火山岛屿外，绝大多数为珊瑚礁岛和暗礁。华南沿海的珊瑚礁，就其成因和岩性，可分为原生礁和次生礁。原生礁是造礁珊瑚固着在岩石基底上生长，它们的遗骸共同堆积下来而成的，其层理不明显，层厚，为多孔隙的珊瑚礁灰岩。

造礁珊瑚以及与其共生的海洋生物，以低潮面为上限，形成与低潮面大体一致的礁平台。礁平台前缘有陡缓不一的斜坡，成为珊瑚生长繁衍的场所，形成水下珊瑚林带。组成珊瑚礁的矿物成分为文石、方解石和白云石等碳酸盐矿物。

#### 5. 深海相沉积

地球表面有 70.8% 的面积被海水覆盖，其中大陆架占 5.5%，其余 65.3% 为大陆坡及深海盆地。

大陆坡，指海底自水深 200 米左右开始出现急剧转折的斜坡带，向下一直延伸至数千米深的海盆边缘。大陆坡并非一个平坦的倾斜面，其上有海底峡谷、阶梯状地形、洼地和山脊。大陆坡有两种沉积类型，即浊流沉积和海底滑坡沉积。

浊流沉积是指由沿斜坡向下流动的高密度流所形成的沉积物，以砂和粉砂为主，含有浅水生物化石，甚至有陆生植物碎片，表明它们来自陆地。在大陆坡上发生的大规模重力滑动和滑塌体，这种滑动能搬运巨量沉积物到深海区，形成海底滑坡堆积。滑动时，在滑动面的底部产生挤压作用，在顶部则出现张裂作用。滑塌体的规模很大，例如，在大巴哈马群岛沿岸，因地震产生的滑塌体，厚 400 米，长 100 多公里。

深海盆地是指较平坦的大洋底部，平均深度在 4000 米以上，有火山和海岭分布。深海沉积物一部分为陆源，但仅限于细小物质和胶体物质，从陆地带进海中缓慢地沉积下来。另一部分，也是主要部分，是深海中的化学沉淀与生物沉积。深海沉积物若主要由微小生物残骸组成，称为深海软泥。此外，洋底的火山喷发物也占较大数量。从大陆冰盖进入大洋中的冰山，其中含有许多大小不等的碎屑物，当冰块融化时，碎屑就沉积在海底。洋底还有部分宇宙尘沉积物。深海沉积物按其成因和特性分为下列类型：

(1)棕色粘土，洋盆底部大面积分布，由棕色和红色粘土组成，粒径小于 2 微米。由于深海中物质来源率很低，悬浮胶体凝聚作用进行缓慢，每千年的沉积厚度不超过几毫米。粘土沉积作用常常受到浮游生物的干扰，使之复杂化。粘土中的粘土矿物，在高纬度更为

丰富。蒙脱石是洋底火山产物或来自陆地；伊利石来自云母族的泥质沉积，并与大河入海口有关；高岭石来自深度风化的大陆土壤层，尤其是热带地区的土壤。

深海沉积中的碎屑矿物，以细粉砂粒级的石英占优势。在太平洋深海沉积中，石英富集在南北纬 30°—40° 之间的深海区。这种现象可能与中纬沙漠带的分布有关，而且石英颗粒表面有红褐色赤铁矿的外壳，标明来源于沙漠，与风力搬运有直接关系。长石在深海沉积中也较为普遍，也以细粉砂形式出现，这可能是火山作用的产物。

(2)生物软泥，含有 30%以上的生物骨骼，以及占很高比例的粘土。生物软泥有三种成分，即碳酸钙、二氧化硅和磷酸钙。这些物质大部分是浮游生物从大洋表层海水中摄取来的。浮游生物死后，渐渐沉向海底，有些在下沉中被溶解，而大部分堆积到海底成为软泥。生物软泥包括抱球虫软泥、翼足虫软泥、硅质软泥等。

抱球虫软泥，主要由各种浮游有孔虫，特别是抱球虫介壳组成，还有大量颗石藻类的碎片、放射虫介壳、硅藻和翼足虫。非生物组分很少。碳酸盐含量大于 30%。

翼足虫软泥，主要由翼足虫的文石质介壳及浮游有孔虫组成。翼足虫软泥集中在 1500—3000 米的深度，若深度再大，翼足虫介壳易被溶解。翼足虫软泥分布在大西洋的中脊斜坡及巴哈马和百慕大台地的斜坡上。

硅质软泥，主要由蛋白石形态的硅藻和放射虫组成。在南北两半球高纬地带的深海沉积层中都发现有丰富的硅藻，它们生活在大洋水体上部 200 米的水层中，寒冷水中特别丰富。硅藻软泥由 50%以上的硅藻的硅酸壳组成。非生物成分占 20%。在南纬 60°的南太平洋，硅藻软泥呈带状分布，宽约 1500 公里。

放射虫和硅藻生活的水域不同，它们在暖水中最丰富。放射虫软泥由 50%以上的放射虫介壳组成，在太平洋分布在赤道稍北的 4600 米深处，宽 200 公里的地带。放射虫软泥在海底仅有几厘米的厚度。

深海软泥的分布与海水深度有关。石灰质软泥分布在 3600 米深的海底，超过 4000 米深，碳酸钙的溶解速度急剧增大，钙质生物介壳在沉降中未到达海底之前便被溶解消失。硅质软泥分布的深度大，一般可超过 5000 米。在生物繁盛的低纬海域，钙质软泥沉积的临界深度要比其它海域深，可超过 4000 米。

其它类型的深海沉积，如磷酸钙主要由鱼牙和鲸鱼的耳骨组成，这些物质通常作为铁锰结核的核心，并经常与重金属共生。

锰结核。在深海底由水化锰和氧化铁组成的锰结核极为普遍，据海底摄影可以看出，大面积的海底被锰结核所覆盖，有人估计，西南太平洋有 20—50%的海底由这种结核组成。锰核是由溶液中析出的物质，直接降落到海底围绕着核而聚积起来的。锰结核的成长速度为 110 毫米/百万年。太平洋中的锰核多出现在含有丰富底栖生物的海域里。

总之，深海沉积以生物软泥为主，其次为非生物成因的沉积。深海沉积的速率很慢，每千年只有数毫米，整个第四纪期间的深海沉积不过数十厘米，最多数米。深海沉积厚度虽然有限，但它自生成至现在，从未遭受破坏，记录了第四纪以来最完整最连续的沉积过程，在恢复第四纪古气候和古水温等方面远较陆相沉积更为有利。近年来，随着海洋科学及大洋钻探技术的发展，深海取心迅速开展，获得了丰富的洋底岩心，为研究第四纪古气候提供了有利条件。

## 三、中国第四纪沉积概况

第四纪沉积物的类型及其分布，不论在空间上或时间上都有一定规律，第四纪沉积物的发育主要受气候、地貌和构造因素控制。

### 1. 气候因素

气候对第四纪沉积物的影响，表现为岩性和岩相的变化，不同气候条件的沉积类型各具特征。在各个地质时期，地球上的气候带和整个气候环境甚不相同。第四纪期间气候的多次波动，加剧了沉积物的复杂性。干寒气候有利于冰缘堆积及冻土发育；湿冷的冰期气候冰川发育，冰碛层及冰水沉积广布；干旱气候下的沉积物富含盐类、钙质和碱性成分，同时形成风沙沉积，山麓地带遍布洪积和泥石流堆积；湿暖气候有利于化学风化作用，红色风化壳发育，富含铁、铝及酸性沉积物，河湖沉积极为发育。

中国地域辽阔，气候复杂，横跨寒温带、温带、亚热带和热带，第四纪沉积物随气候变化显示纬向带状分布。自北而南有寒温带的冻土，暖温带的黄土和类黄土，亚热带和热带的红土。此外，因海陆分布及地形影响，气候条件更为复杂，依距海的远近还表现出自西而东的干湿不同，第四纪沉积物也相应地表现有经向的区别。自西北至华北分为：干旱区的风砂沉积和盐湖沉积，半干旱区的黄土，湿润区的冲积和湖积以及沿海的海相沉积。

总之，在我国秦岭以北的广大北方地区，沉积物以富含钙质和碱性的成分为主，沉积物呈现白色、灰白及黄色，颗粒较粗。秦岭以南，沉积物以富含铁质和酸性物质为主，沉积物呈现红色，细粒粘土普遍分布。这种沉积上的差别，不仅在现代沉积物中有反映，同时也反映在第四纪沉积物中。以我国北方为例，第四纪各期的河湖相沉积与黄土堆积的更替现象，足以反映出第四纪期间至少有数次较大规模的气候波动。

### 2. 地貌因素

地貌是内外营力相互作用的结果，特别在第四纪这个最新的地质历史阶段，这种作用

的标志保存得最为完整。第四纪沉积在不同地貌部位构成了各种沉积类型,因此,地貌类型和沉积类型是相互依存的关系。即使在相同气候条件下,由于地貌部位不同,沉积物的类型以及岩性、岩相特征也有很大区别,地貌因素对沉积物的影响极为显著。在平缓的山顶和夷平面上发育残积物;山坡及坡麓为坡积物和重力堆积物;河流出山处洪积物最为发育,形成洪积扇和洪积平原;河谷中为冲积物;盆地中发育湖相沉积及河流冲积物。上述沉积规律在中国的广大地区普遍存在。在中国东部的大平原区,第四纪以来自山麓至沿海依次发育了洪积、平原河流沉积、河湖沉积及海陆过渡相沉积、海相沉积;华南和西南的石灰岩分布区发育了岩溶沉积。不过第四纪较早时期形成的各类沉积,随着时间的推移,多数已经脱离了原来的地貌位置。因此,要确定古沉积物的成因类型和重建古地貌,必须依据沉积物的特征去辨认它们当初所在的地貌位置。

3. 构造因素

构造运动对沉积物的影响,表现在沉积韵律、结构、层理及厚度等方面。例如,华北平原是一个长期下沉区,新生代沉积了数千米的巨厚沉积,其中第四纪沉积厚达数百米。但构造运动的强度、规模、活动方式和持续时间,直接影响沉积条件和物质组成。在强烈隆起区,地表以剥蚀为主,很少堆积或只堆积粗大砾石;在下沉强烈的地区,则以堆积为主,形成巨厚细粒沉积。

总之,第四纪以来我国广大地区的沉积概况受各种自然地理因素的影响,类型繁多,厚度不一,特征各异,沉积物的发育历史各具特色。华北地区各山间盆地的沉积规律是:上新世以三趾马红土和河湖相的灰绿色泥灰岩、粘土及砂层为特征,特别是红土更具有代表性。早更新世广泛分布着湖相沉积层,以灰绿色、灰蓝色和灰白色的粘土及泥灰岩为标志,沉积层厚度大,化石丰富,特别是桑干河盆地、汾河盆地和渭河盆地的沉积更具有重要意义。早更新世晚期有些地区为桔红色或棕红色的土状堆积,在山西吕梁山及太谷、榆社和武乡一带分布较为普遍。中更新世以河流冲积砂砾石层及巨厚老黄土为其鲜明标志。晚更新世则以普遍分布的灰黄色新黄土为特征。华北地区自上新世以来沉积物发展的序列是:红土⟶河湖相沉积⟶棕红色土状堆积⟶河流冲积⟶棕黄色黄土⟶河流冲积⟶灰黄色黄土⟶河流冲积。

西北干旱区大盆地中的沉积规律是:上新世以淡水湖积为主,并有冲积及山麓相沉积。更新世早期和中期仍以湖积为主,但有些盆地已出现盐湖沉积、河流冲积及山麓相沉积。更新世晚期到现在以风砂沉积占优势,并有黄土及黄土状沉积,山麓地带为洪积、泥石流堆积及山地河流冲积。内蒙古高原、准噶尔盆地和柴达木盆地西北部广泛分布着戈壁,风成砂分布在戈壁外围。鄂尔多斯高原、阿拉善和塔里木盆地等地区,风成砂分布最

广，是我国干燥沙漠最集中的地区。

长江中下游为沉降平原区，第四纪沉积层厚度很大。第四纪早期以河流冲积、湖积为主，近海平原发育了巨大的三角洲沉积。第四纪中期以网纹红土为特征，广布于长江中下游及其以南的丘陵区。第四纪晚期以浅黄色的土状堆积为代表，仍广泛发育了河流冲积及三角洲沉积，在近海平原有海陆交互相沉积。除了长江中下游地区外，我国南方其它广大地区，第四纪以来由于以构造上升为主，剥蚀作用大于堆积作用，第四纪沉积厚度不大。南方的丘陵区普遍发育红土，形成较厚的红土风化壳，沿河谷地带仍以冲积物为主。广西及云贵高原石灰岩遍布，气候湿热，有利于岩溶发育，形成大范围的岩溶堆积。西南各地的山地河谷及小型山间盆地中则以河流冲积及湖积为特征。

# 第三章　第四纪地层

第四纪地层是研究第四纪期间各种地质现象和地质事件的基础，是重建古地理和恢复古自然环境的依据。无论是探讨有机界或是无机界的变化，譬如第四纪的生物演化、古气候变迁、古海面升降以及新构造运动等等，都必须依赖于地层的研究。这些问题研究的水平取决于地层研究的详尽程度。因为第四纪期间所发生的各种地质事件的遗迹，均保存在地层中，只有通过对地层的详尽了解和划分，始能揭示出第四纪时期自然界变迁的奥秘。第四纪在地质史中，虽然时间短暂，但它与人类的历史相比仍然是漫长的时间过程。在200多万年的时光里，自然界的变化是无穷尽的，如今保留在地层中的一些遗迹也只不过是其中的某些片断而已。然而，仅就这些片断而言，已足够丰富多彩了。例如，巨大的冰盖，严酷的冰期气候，身着长毛的猛犸象和披毛犀，猿人的出现与人类的兴起，白令陆桥的时隐时现，中国—日本之间的广阔通途以及喜马拉雅山的崛起等等，所有这一切沧桑变迁，使科学家们发生了无限的兴趣和向往。人们是如何知道这些奥秘的呢?这首先要归功于长期以来人们对地层的观察、探讨和研究，了解了第四纪时期发生的一系列重大事件，开阔了人们认识自然的视野。

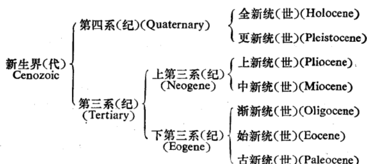
生产实践和科学技术的发展，更迅速地推动了第四纪的研究，人们已经不能仅仅满足于了解第四纪陆地上发生的大事，而且迫切要求知道第四纪海洋中的秘密。深海钻探和物探的发展，已经开始在人们面前揭开了第四纪海底的奥秘。这不仅仅是科学上的成果，同时更重要的是为人类的生产建设展示了广阔的前景。

## 一、第四纪地层的划分

早在1829年法国学者 J. 德努瓦耶(Desnoyers)提出第四纪(系)(Quaternary)之后，1833年英国地质学家赖尔(C. Lyell)又把第三系分为始新统(Eocene)、中新统(Miocene)和上新统(Pliocene)，后来他又把 Pliocene 再分为新上新统 (Newer Pliocene)和老上新统(Older Pliocene)。1839年赖尔提出更新统(Pleistocene)一词，代替了 Newer Pliocene。1833年他还提出了 Recent epoch 这个名称，即全新世(Holocene)。关于这些名称的含义和用法，经过多次修改和讨论，现在基本上统一了。

新生代分为第三纪和第四纪两个纪。第三纪分为老第三纪(下第三系)和新第三纪(上第三系); 第四纪 (Quaternary Period) 分为两个世: 更新世 (Pleistocene epoch) 和全新世 (Holocene epoch), 与之相当的地层单位就称为第四系 (Quaternary system), 分为两个统,即更新统 (Pleistocene series) 和全新统(Holocene series)。

新生代划分表如下:




关于划分上新世和更新世的界限问题, 即第三纪和第四纪的划界问题, 存在很多分歧。这个问题一直到 1948 年召开的国际地质学会上,才取得了比较一致的意见。

奥格(Haug) 提出更新世的开始以三种哺乳动物新属的出现为标志, 即象属 *(Elephas)*、牛属 *(Bos)*和马属 *(Equus)*, 而这些属是第三纪所没有的。但这种观点只考虑用哺乳动物的演化作为分层标志,过于片面。另一种观点,就是根据气候变冷作为第四纪开始的标志。例如,冰碛层、冻土层和喜冷动植物群的出现作为第四纪的开始, 同时根据冰期和间冰期的更替将第四纪划分为几个阶段,这种划分也存在一定问题,因为自然界的变化十分复杂,地质历史上的每一次重大变化,具有多方面的反映,如构造、沉积、气候及生物等。所以在划分第三纪和第四纪界限时,必须以多方面的标志作依据。

1948 年在伦敦召开的国际地质会议上对第四系的下限, 讨论通过了比较一致的意见, 就是以意大利北部的维拉弗朗层 (Villafranchian) 作为第四系的开始。维拉弗朗层含意很广, 是指属于下更新统的一套河流相砂层, 其中含有更新世开始出现的哺乳动物化石, 如马、牛和象等, 也含有第三纪残留种。地层中的气候标志反映出有开始变冷的趋势。我国也接受了国际地质学会的建议, 将我国的泥河湾组和三门组作为第四系的开始。

但是,关于第四系下限问题, 多年来仍存在着争议,无论划分原则或划分对象都尚未完全统一。随着年龄测定技术的发展,将法国维拉弗朗层下面沃里斯玄武岩采用钾—氩法测定年龄为 161 万年; 在坦桑尼亚奥尔都维相当于维拉弗朗层的玄武岩用钾—氩法测定

年龄是 157—189 万年，后来用等时线处理法，将奥尔都维玄武岩的年龄定为 188 万年。因此确定维拉弗朗层的年龄为 180 万年左右，即第四系下限。这是第一种划法。1977 年国际第四纪协会再次建议以意大利的克罗托尼(Crotone)以南的弗林卡(Vrica)剖面作为上新世与更新世的分界。在此界限以上气候显著变冷，用钾—氩法测定年龄为 250 万年左右。比利时的孢粉研究证明，在 245 万年以后喜暖的孢粉组合消失，而代之为北方型的植被。大西洋沉积的研究证明，240 万年前大西洋有一个寒冷期，喜冷的有孔虫大量出现，南极浮冰碎屑在 250 万年前也已开始出现。地中海沿岸卡拉布里海相层喜冷动物群的年代估计也相当于 240 万年左右。总的看来，这一界限的气候变化比较明显。这是第二种划法。第三种划分，将第四纪下限定在 330—350 万年前，此界与古地磁的高斯和吉尔伯特极性世的交界大致吻合。上述几条界线以哪一条作为下限，仍未统一，这一问题仍然是国际上瞩目的第四纪地质重大理论问题之一。

第四纪地层的划分和对比是第四纪地质学的基本内容。在我国，随着社会主义生产建设的发展，第四纪地质积累了大量资料，为第四纪地层划分提供了有利条件。但由于生产和科研的需要，要求对我国的第四系划分得更详细，更精确，更符合生产需要，并且应根据统一原则加以综合归纳，相互对比，以便建立第四纪地层的分层和对比表。

## 二、划分第四纪地层的标志

第四纪地层划分的标志与古老地层有共同之处，但也有其若干特点。第四纪时期较短，动植物演化的特征不甚明显，海陆轮廓已基本奠定，大陆上多属陆相沉积，岩相变化显著，海相沉积淹没在现代海面以下，只有部分沿海地区分布有海相沉积。第四纪气候变化明显，温度普遍较低，北半球的中高纬度地区普遍发育了冰川，气候有较大幅度的波动式变化，地球上的气候分带现象显著。人类及其文化的发展是第四纪独有的特点。第四纪的构造运动虽然活跃，但没有发现强烈的造山运动痕迹。所有这些特点都反映出第四纪地层的划分标志有其独特的方面。划分第四纪地层除了依据古生物标志之外，还必须应用综合标志，特别是地貌标志颇为重要。

### I. 生物标志

这是划分任何时代地层的最主要根据。就生物演化的特征来看，第四纪是哺乳动物高度发展的时代，哺乳动物的演化阶段往往标志着第四纪发展史的重要阶段，尤其是陆生哺乳动物化石是第四纪地层划分的重要依据。对第四纪地层中埋藏最普遍的哺乳动物化石进行种属鉴定，进行哺乳动物群体组合的分析，来确定所在层位的时代。

哺乳动物化石的鉴定包括两方面的意义，一是确定地层时代，二是通过分析动物群的生活和习性，用来恢复它们生活时的自然环境，如古气候、古地形等。在决定动物群的时代问题上，应当把动物群进行种类划分，哪些是古老的残余种，哪些是具有时代意义的新种，并且要统计一个动物群中各个种属所占的百分比。一般来说，一个时代新出现的种属具有重要意义。例如，更新世初期，常有三趾马和真马共生，而更新世初期的确定，其主要的根据是真马的出现，而不是残留的三趾马的存在。因为有些残余的种在一定的特殊环境中，可以生活得很久，所以就不能根据这种动物化石确定地层时代。每种动物都有它的发生和发展的中心，当它发展到极盛之时才向其他地区迁徙，等它迁徙到其他地区时，就需要一定的时间。因此，只用一种动物而不是用整个动物群进行远距离的对比，是不准确的，甚至是错误的。裴文中先生曾提出下面的划分原则：

早更新世：特有的哺乳动物属种占多数，第三纪的残余种只占少数，现代生活的种也占少数。

中更新世：主要包括大量的更新世哺乳动物特有种，还有少数第三纪残余种，同时有现代生存的种。

晚更新世：包括大量的现代种，少量更新世特有种，已不存在第三纪残余种。

全新世：全部是现代生活的种，几乎没有或只有极少数更新世特有种。

第四纪海相地层用无脊椎动物群及微体动物群划分地层层序，并根据它们的生态变化所反映的第四纪古气候波动曲线，将第四纪海洋沉积进行分层和断代。

陆相地层中的软体动物化石，过去已收集了丰富资料，这些软体的螺蚌化石对于研究当时的沉积条件具有较重要意义，但在划分地层上有一定限制。近年来随着我国石油工业的飞跃发展，在东部平原地区的新生代地层中发现了丰富的微体动物化石，这是恢复新生代古沉积环境和划分地层的重要依据之一。

植物化石。植物群组合是反映古气候和古地理的最显著最灵敏的标志，尤其是孢子花粉的研究，对于阐明第四纪古气候和古地理提供了有价值的材料。我国不少地区的第四纪地层都进行了孢粉分析，例如，北京及其附近地区，蓝田，三门峡，山西部分地点，以及辽宁普兰店等地，通过第四纪植物化石和孢粉的研究，对第四纪时期的气候环境和植被条件有了初步认识，对第四纪地层的划分也提供了依据。

## II. 气候标志

除了生物地层标志外，第四纪气候波动标志也早已引起人们的重视。利用冰期和间冰期遗留在地层中的各种痕迹划分地层，已取得不少成果。欧美大陆第四纪冰川发育地区早已建立了第四纪冰期和间冰期的序列及与其相关的地层层序。在中低纬度的干旱和

半干旱地区建立了相应的雨期和间雨期的序列，及与其相关的部分更新世地层。我国的第四纪地层，也已采用古气候法分层。

### III. 岩性及岩相标志

在现在的大陆上，第四系主要为陆相的松散沉积，只有沿海平原地带有海相沉积。陆相沉积无论从空间分布或时间顺序来说，变化都非常复杂。因此，首先要确定沉积物的岩石性质以及它们在空间上的分布规律和时间上的变化规律。例如，一套砂砾石层或粘土层，根据在水平方向上延伸的范围，在垂直方向上的厚度及岩性变化和结构特征，从而推断当时的沉积环境。在研究岩性岩相的过程中，关键是找出具有代表性的标志层，再以标志层作为划分地层顺序和相对年龄的对比标志。

### IV. 古人类与考古标志

第四纪的主要特点之一是人类及其文化的出现和发展。人类化石以及人类活动遗留下来的石器和其他文化遗迹，都具有划分时代的意义。在我国已发现了相当丰富的人类化石，可以代表人类发展的各个阶段，其中包括人类孕育时期的类人猿，如禄丰拉玛古猿，猿人时代的中国猿人，古人和新人时代的大荔人、丁村人、河套人、山顶洞人等。猿人时代属于早更新世到中更新世，古人时代属于中更新世末期到晚更新世初期，新人时代属于晚更新世末期。利用考古材料鉴定地层，在一定情况下其详细程度可能更大些，从我国的旧石器时代到新石器时代遗址的发掘工作，已取得不少资料和典型地点。石器时代的分期和第四纪的分期可以综合对比。我国是一个文化发展很早的国家，在地下埋藏着丰富的人类文化遗产，为我国研究第四纪提供了非常有利的条件，特别是在研究全新世以来的地层时，根据考古资料划分地层，更为有利。

### V. 构造与地貌标志

新生代晚期地球上海陆分布的轮廓已经形成，地壳运动的历史进入了新的阶段，即新构造运动的时期。新构造运动表现有褶曲、断裂和大面积的升降运动。新构造运动在时间上具有周期性和节奏性的特点，在广大地区表现有共同性的规律。因此在第四纪地层中往往出现不整合关系，或有明显起伏的侵蚀面。地层之间的不整合接触关系和侵蚀面，可作为划分第四纪地层的标志，例如，三趾马红土与泥河湾组湖相沉积之间的不整合面；中更新世红色土与晚更新世马兰黄土之间的侵蚀面（或间断面），都是醒目标志。

第四纪以来各种类型沉积物的形成，都与地貌有着密切关系，不同类型的沉积物分布在不同的地貌部位上，当然越是古老的沉积物越与现代的地貌部位不适应，越是新的沉积

物越与现代的地貌部位关系密切，但是不论新沉积物还是老沉积物，它们的分布位置和分布高度都是有一定规律的。譬如，河流冲积物，在山区或丘陵区(也就是在地壳隆起的地区)，越老的分布的位置越高，越新的分布的位置越低，也就是说在河流两岸的高阶地上分布着古老的沉积物，在低阶地上和现代河滩上分布着新的沉积物。因此，通过河流阶地的研究可以确定第四纪松散沉积的新老顺序。相反，在平原地区(或地壳下沉地区)，越是古老的沉积随着地面的不断下沉而逐渐被埋藏在较深的地方，而新的沉积物则覆盖在上面。

### VI. 同位素年龄测定法

四十年代末同位素技术引进到第四纪研究中，开始采用如碳 14 等同位素测定法，用来确定第四纪中所发生的事件的年龄。第四纪年代学的建立，受到了各国有关方面的重视。1957 年第五届国际第四纪会议有一个碳 14 年代测定的专门讨论会，并组织了同位素年龄专门委员会，以后历届国际第四纪会议都设立了专门的议题和专门的委员会。六十年代以来，第四纪年代学得到了迅速的发展。

六十年代初期以前，用以测定第四纪年代的主要手段是放射性碳技术，测定的时间范围主要在五、六万年以内。六十年代中期以来情况有很大改变，钾氩法、铀系法已广泛地用来测定第四纪年代；还有一些更先进的测定技术，如热发光、沉降核类、裂变径迹等技术，也正在日益广泛地用于测定第四纪的年代，能够测定的时间范围几乎包括整个第四纪时期。

(1) 放射性碳年代测定法。现在许多国家都已建立了这一方法。它被广泛地用来测定 500 年至 50,000 年范围内发生的重大地质事件、考古事件、海面升降、冰川进退、地下水的年龄、土壤年龄等方面，已成为第四纪研究的基本手段，并且是 500 年至 50,000 年范围内比较成熟可靠的年龄测定手段。

我国近年来放射性碳 14 技术的应用，正在逐步扩大，取得了比较好的效果。例如，1973 年在新北京饭店工地地面以下 13 米左右的灰色砂层中发现的一棵大榆树，经考古研究所用 $C^{14}$ 法测定，其年龄为 29,000 年±1,300 年。树木的年龄测定之后，就可得知所在地层的年代。

(2) 钾氩法，是目前广泛用来测定更新世事件年代的较可靠方法。但是，这一方法，一般只适用于火山岩系及与火山活动有关的沉积层，而且目前只有少数国家能用这一方法获得 10 万年以内的较准确的年龄资料。这种方法对于年龄越老的物质测定的效果越准确。

1962 年有人开始用钾氩法测定东非奥尔都维标准层的年龄，引起了广泛的注意。在

这时期，这一方法一般只能获得50万至100万年以远的年龄资料。随着超真空、快中子活化等技术的发展，近年来这一方法的年龄测量上限已达2,500年，精度25%左右。在时间范围上几乎整个第四纪时期内发生的事件都可用钾氩法测定年龄。

1968年麦克杜格尔等综合分析了不同纬度地区用钾氩法测得的上新世—更新世界限的年龄资料后指出，气候标志与生物地层标志的上新世—更新世界限是不一致的。以气候变冷作为界限，在中纬度地带年龄为250—300万年，而在高纬度地带（南极洲）可能早于400万年。这样以气候为指标的上新世—更新世界限实际上跨越了一个漫长的地质时期，显然不适于用来进行全球性对比。根据意大利典型剖面中地层单位和动物群所确定的更新世下界为200万年左右，明显地比这些地区普遍开始显著变冷的时间要晚得多。

（3）铀系法，包括一系列的年龄测定法，目前应用的有镤 $I_0$ 法，$I_0$ 钍法，$I_0$ 法（即 $I_0$ 铀法），镤 $I_0$ 法，镤法，不平衡铀法等。这些方法一般是根据长寿命同位素铀238、铀235蜕变的中间产物，在沉积物中与其母体或直接母体之间的放射性平衡变化程度来测定沉积物的年龄和海洋沉积速率。这些方法已大量用于大西洋、印度洋、太平洋、加勒比海、地中海等大洋和内海的沉积速率及沉积物年龄的测定，取得了大量的海底岩心及海岸阶地沉积物的年龄资料，为海相更新世年代表的建立积累了大量的资料，同时也为铀系法的进一步发展和改进提供了宝贵经验。近年来不少人在探索用铀系法测定陆相沉积物、火山活动等的年龄。1967年有人用 $I_0$ 法测定加利福尼亚莫诺火山口的年龄为2000至10,000年，与用钾氩法测得的年龄基本一致。1970年有人用 $I_0$ 法测量了西伯利亚叶尼塞河阶地沉积物中猛犸象的骨骼、牙齿等化石的年龄，从而得出第一阶地的年代是42,000年，第三阶地为100,000年。这些都反映出铀系法的应用范围正在逐渐扩大。

除上述放射性法测定第四纪重大事件的绝对年龄之外，过去还有人用树木年轮法和冰川纹泥法测定第四纪末期的绝对年龄，这种方法主要应用在北欧斯堪的那维亚半岛一带。树木年轮法就是根据树木每年生长的年轮，总的统计起来计算它的年龄。冰川纹泥法首先是在瑞典的冰川边缘地带的冰水湖泊中，统计沉积下来的极薄的粘土层，来推算沉积物的年龄。这两种方法在测定时间范围上受到一定的限制，一般只能计算全新世的年龄。

### VII. 古地磁地层法

用古地磁学方法专门研究第四纪地层学以及与此相关问题的学科，称为第四纪古地磁地层学。1963年考克斯(A. Cox)等人首先把同位素年龄测定的数据引入古地磁学的领域，用来确定不同极性磁化带的时间。1969年考克斯等人又编制了450万年以来地磁极性时间表，很快得到世界公认和普遍采用。古地磁地层法测定的对象主要是火山岩，其它

表 3-1 古地磁极性年代表

| K—Ar年龄(百万年) | 地磁场极性 | 年龄界线(百万年) | 极性事件 | 极性期 |
|---|---|---|---|---|
| | | 0.02<br>0.03 | 拉尚事件 | 布容正向期 |
| 0.5 | | | | |
| | | 0.69 | | |
| | | 0.89<br>0.95 | 扎拉米洛事件 | 松山反向期 |
| 1.0 | | | | |
| 1.5 | | | | |
| | | 1.61<br>1.63 | 吉尔萨事件 | |
| | | 1.64<br>1.79 | 奥尔杜威事件 | |
| | | 1.95<br>1.98 | 留尼旺事件 | |
| 2.0 | | | | |
| | | 2.11<br>2.13 | | |
| | | 2.43 | | |
| 2.5 | | | | 高斯正向期 |
| | | 2.80<br>2.90 | 凯纳事件 | |
| | | 2.94<br>3.06 | 猛马事件 | |
| 3.0 | | | | |
| | | 3.32 | | |
| 3.5 | | | | 吉尔伯特反向期 |
| | | 3.70<br>3.92 | 克奇蒂事件 | |
| 4.0 | | 4.05<br>4.25 | 努尼瓦克事件 | |
| 4.5 | | 4.38<br>4.50 | | |

研究对象有黄土、古土壤、红色粘土、湖相纹泥、粉砂粘土等等。

由于岩石中的原生剩余磁性方向反映了岩石生成时期的地球磁场方向，因此，岩石中固有的这种剩余磁性正是揭晓过去地球磁场历史的信息。

考克斯所建立的450万年以来地磁极性时间表，反映出地球磁场存在着两种周期的地磁极性变化，一种周期为 $10^5$—$10^6$ 年，发生磁极倒转（同现代地磁场方向相反）。这种正向磁极与反向磁极的时间阶段称为极性世。另一种较短的周期，是在正向或反向极性世中间所出现的短暂极性变化，称为极性事件，持续时间为 $10^4$—$10^5$ 年。450万年以来，地球存在着四个极性世，从新到老为布容正极性世(Brunhes normal polarity epoch)，距今 0—70 万年；松山倒转极性世(Matuyama reversed polarity epoch)，距今 70 — 243 万年；高斯正极性世(Gauss normal polarity epoch)，距今 243 — 320 万年；吉尔伯特倒转极性世(Gilbert reversed polarity epoch)，距今 320— 450 万年以上。（表 3－1）

近年来，我国在这方面的研究取得了显著成绩，在地层年代、层序、古纬度等方面，获得了一系列数据和资料，特别是黄土、火山岩及洞穴堆积的研究成果更为突出。

## 三、中国各地区的上第三系和第四系

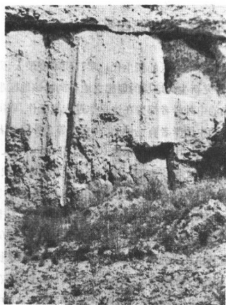
中国地域广阔，新生代地层极为发育，尤以华北地区的新生代地层沉积厚度最大，露头良好；化石丰富，相变显著，是我国多年来研究新生代地层的理想之地。同时该地区也是开展新生代地层研究最早的地区，许多著名的中外学者都曾在这里作过大量工作，取得了许多重要成果，作出了重大贡献。值得提出的中国学者有杨钟健、裴文中等，外国学者有安特生(J. G. Anderson)、德日进(Teilhard de Chardin)和巴尔博(G. B. Barbour)等人，他们分别在第四纪地层、古生物、黄土、古人类和地文期诸方面，不同程度地作出了贡献，为我们研究中国第四纪地质打下了良好基础。当时的研究工作比较集中在晋陕及黄河中游各山间盆地中，这些地区因受新构造影响，上第三系和第四系出露广泛，再加上化石丰富，便于观察，有利于分层。因此，很早以来就在这里建立了一系列标准地层，至今我们仍在沿用的有关第三系和第四系的名称术语，就是由杨钟健等前辈们所建立的，譬如，保德组、泥河湾组、三门组、周口店组、马兰黄土以及有关的地文期等等。新中国成立以来，在以刘东生教授为首的中国科学院地质研究所和地球化学研究所第四纪室的同志们，对中国北方的黄土进行了深入系统的研究，不论是黄土岩性、黄土地层和黄土成因等课题的研究，都取得了显著成果，特别是近年来关于黄土堆积和演化过程的问题，结合大气环流进行探讨，又取得了新成果。

广阔的华北平原和松辽平原，长期处于下沉地带，沉积了巨厚的新生代地层，但因平原地貌平坦单调，地表无任何露头，过去要想了解平原深处的秘密确实无从着手。现在随着石油钻探和水文地质勘探的进展，已经揭开了埋藏在平原深处第三系和第四系的真实面貌，为研究沉降平原的新生代地层和地质历史展现了新的前景。

研究第四系不能仅仅局限于第四系，任何一组地层都有承上启下的关系，有些地区的第四系与其下伏地层是连续沉积，相反，也有的呈现出不整合或有沉积间断等接触关系。因此，在研究第四系时必须对第三系特别是上第三系应有所了解，这样以便于全面系统地和历史地研究第四纪的发展过程。

### I. 华北各山间盆地的上第三系和第四系

华北有一系列的断陷盆地，诸如桑干河盆地、汾河盆地、黄河谷地和渭河盆地等，这些盆地大多数是在喜马拉雅运动时断陷而成，盆地聚水成湖，尤其是在上新世和早更新世，河湖广阔，并随着断陷盆地的不断下沉，在其中堆积了厚层的河湖相地层，在盆地边缘发育了洪积冲积层及各种类型的土状堆积。

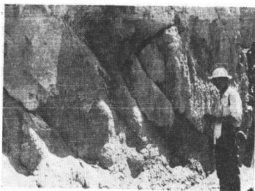


照片 3-1 陕西韩城黄河西岸徐水沟
三趾马红土与上覆的三门组砂砾层

1. 上新统

华北各盆地的上新统以河湖相沉积层和三趾马红土堆积层为代表。三趾马红土多分布在盆地边缘,成因类型不一,有些为洪积冲积物,有些为湖相沉积物经过氧化作用而成红土,在山麓地带基岩出露的地方发育了残积的红土风化壳。在这类红土中含有典型的三趾马动物群,因此,通常把含有三趾马动物群的红土堆积,统称为三趾马红土。在有些地区三趾马红土可区分出上下两部分,但有些地方则不易区分,或者保存不完全。上新统下部的红土称为保德红土,或保德组;上新统上部的红土称为静乐红土,或静乐组(照片 3-1,2)。

三趾马红土出露较多、研究较详细的地点有山西保德县、静乐县、霍县、襄汾等地,陕西的蓝田、渭南、韩城、郃阳等地,太行山以东的山麓带和南口山脉南麓也都有分布。红土厚度一般为数十米至数米。



照片 3-2 三趾马红土中的节理(陕西韩城)

三趾马红土的岩性岩相特征:红土以深红色或红色砂质粘土为主,比较致密坚硬,含有大量白色钙质结核,结核的形状多为花生状密集成团,混杂在红土之中。有时偶见铁锰结核。从红土的岩性特征反映出它是在强烈的氧化环境中,由于氧化铁的高度聚集而形成,而密集的钙质结核又表明是在具有明显的季节性干燥气候条件下形成的。在太行山以东的地带,上新统主要发育了深红色粘土风化壳,例如南口山前红土风化壳。

三趾马红土中含有丰富的动物化石,其中以哺乳动物化石最多,称为三趾马动物群。三趾马动物群的性质,代表温暖的森林草原环境。典型的化石如下:

三趾马　*Hipparion* sp.
原鼢鼠　*Prosiphneus licenti*
原始鬣狗　*Ictitherium gaudryi*
四稜齿象　*Tetralophodon exoletus*
大唇犀　*Chilotherium gracile*
中国狸狼　*Nyctereutes sinensis*
鬣狗　*Hyaena* sp.
剑齿虎　*Machairodus* sp.
东方犀　*Dicerorhinus orientalis*
羚羊　*Gazella* sp.
乳齿象　*Mastodon* sp.
剑齿象　*Stegodon* sp.
鹿　*Cervavus* sp.

上新统的河湖相地层广泛出露在晋陕一带的盆地中，如榆社、武乡、太谷、霍县、蓝田和渭南等地。岩性特征是：在古湖心或水较深的部位，主要为灰绿色、灰蓝色和灰白色的粘土岩和泥灰岩，富含钙质。这类沉积物一般具有纹理和稳定的水平层理（照片 3-3）。在平静的浅水区，因氧化条件较好，多为紫褐色及灰紫色的粘土岩及砂质粘土岩。由于湖水面的升降变化，往往出现紫褐色粘土及灰绿色粘土更替沉积的现象。在浅水沼泽中，因为水生植物繁茂，沉积物为灰黑色和灰色的有机质淤泥、泥炭和砂质粘土。湖相层中夹有黄色或淡紫色砂层和粗砂细砾层，代表河流相或湖滨相沉积，砂层具有明显的斜层理，含有厚层钙板或大型结核，总厚度由几十米至数百米。



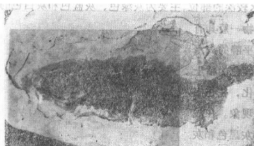
照片 3-3　山西太谷湖相层中的纹层

河湖相地层中富含的动植物化石包括哺乳类、鱼类、昆虫、爬行类和两栖类，以及植物化石和微体化石。

哺乳动物化石名单如下：

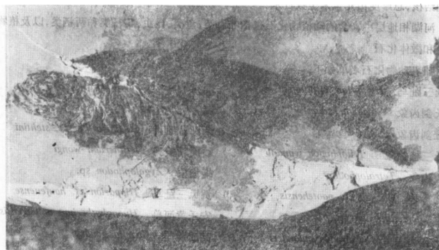
李氏三趾马　*Hipparion richthofeni*
师氏剑齿象　*Stegodon zdansky*
榆社剑齿象　*S. yüshensis*
维氏三棱齿象　*Trilophodon wimani*
四棱齿象　*Tetralophodon*
保德羚羊　*Gazella* cf. *paotehensis*
鼬鬣狗　*Ictitherium* sp.
巴氏剑齿虎　*Machairodus palanderi*
大唇犀　*Chilotherium* sp.
东方犀　*Dicerorhinus orientalis*
野猪　*Sus erymonthius*
鹿　*Cervus* sp.
斯氏弓颌猪　*Chlcuastochoerus stehtini*
翁氏鼬鬣狗　*Ictitherium wongi*
轭齿象　*Zygolophodon* sp.
贺风三趾马　*Hipparion* cf. *houfenense*
安乐黄河兽　*Huanghotherium anlungensis*
高氏羚羊　*Gazella gaudryi*
羚羊　*Antilope* sp.
吕氏原始麅　*Procapreolus rutimeyeri*

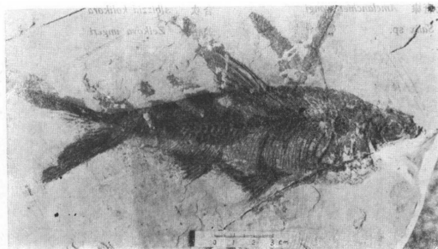
小齿长颈鹿 *Palaeotragus microdon*
麝 *Moschus* sp.
布氏羚羊 *Gazella* cf. *blacki*
转角羚羊 *Antilospira*
包氏乳齿象 *Mastodon borsoni*
山西猞猁 *Lynx shansius*
河猪 *Potamachoerus* sp.
原鼢鼠 *Prosiphneus trnucatus*


照片 3-4 榆社鲴
产地：山西太谷红崖
时代：上新世

水獭 *Lutra* sp.
新俄罗斯枝角鹿 *Ceravitus novorossiae*

鱼化石有(照片 3-4,5)：
榆社鲴 *Xenocypris yüshensis*
红鲌 *Erythroculten* sp.
鲤 *Cyprinus carpio*
鲫 *Carassius aurutus*
张村麦穗鱼 *Pseudorasbora changtsunese*
鳅科 Cobitidae
鲌 *Culter* cf. *mongolicus*
雅罗鱼 *Leuciscus tchangi*
似𩷶属 *Hemiculterella longicephalus*
鲶属 *Parasilurus*
白鲢属 *Hypophthalmichthys*
青鱼属 *Mylopharyngodon piceus*
鲩属 *Ctenopharyngodon*


照片 3-5 甲 红鲌
产地：山西武乡张村 时代：上新世



照片 3-5 乙　红鲌(另一侧)　　产地: 山西武乡张村　时代: 上新世

昆虫化石(照片 3-6):

芫菁科

鞘翅目

舞虻科

小蜂科

蜻蜓目

蜘蛛目

蜚蠊目

半翅目



照片 3-6　蜻蜓稚虫
产地: 山西武乡王宁隧道
时代: 上新世

其它动物化石(照片 3-7):

鸵鸟　*Struthic* sp.

陆龟　*Testudo* sp.

植物化石有(照片 3-8、9):

松　*Pinus*

柏科　Cupressaceae

杨　*Populus*

栎　*Quercus*

山毛榉　*Fagus*

槭　*Acer*

栗　*Castanea molissima*

鹅耳枥　*Carpinus*

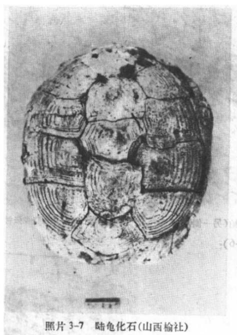
豆科　Leguminosae

榆　*Ulmus*

山旺榆　*Ulmus shanwangensis*

山西榆　*U. Shansiensis*

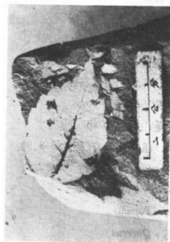
| | |
|---|---|
| 翁氏唐棣 *Amelanchier wongi* | 合欢 *Albizzid kolikora* |
| 柳 *Salix* sp. | 翁格榉 *Zelkova ungeri* |



照片 3-7 陆龟化石(山西榆社)



照片 3-8 栗
(山西武乡)



照片 3-9 榆
(山西太谷)

图 3-1　山西太谷红崖地区晚新生代地质剖面图(1:10000)

早在 1933 年杨钟健、德日进等将山西东南部的河湖相地层统称为榆社组，根据岩性和动物化石又将榆社组分为上部、中部和下部，分别属于下更新统、上上新统和下上新统。与其相应的动物群也分为三个带：第一带和第二带为三趾马动物群，属于上新世；第三带为真马动物群，属于早更新世。1976 年华北地层编表会议上建议将榆社组改为三个组，即任家垴组、张村组、楼则峪组，分别相当于榆社组的下、中、上三部。

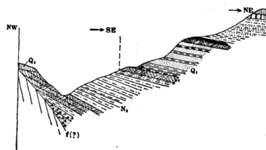


图 3-2 太谷盘道西沟地层剖面图

关于上新统的上下层位之间的接触关系，各地并不一致。保德组普遍不整合于老基岩之上。保德组与静乐组之间在有些情况下为两套不同岩相岩性的沉积，例如，山西霍县一带和陕西蓝田一带，下上新统为湖相沉积或河流冲积，而上上新统则为红土，两组之间有明显沉积间断。另有些地区保德组与静乐组皆为红土，但两组的颜色稍有不同，两组间可见侵蚀面将其分开。这种情况在郃阳金水沟等地均有显示。上新统顶部在许多地区有极为明显的波状侵蚀面，将其与上覆的三门组分开，三趾马红土之上以不整合关系被灰黄色或灰绿色的下更新统河湖相砂砾层所覆盖（图 3–1，2，3）（见照片 3–1）。

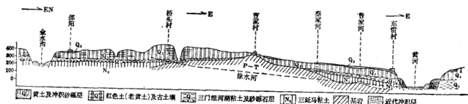


图 3–3 黄河西岸郃阳——东雷村第四纪地质综合剖面图
水平比尺 1:200000 垂直比尺 1:10000

陕西蓝田地区的上新统：

蓝田位于秦岭北麓，属于渭河断陷的一部分，新生代时期接受了巨厚沉积，包括从始新世到全新世六个时代的地层，含有丰富的脊椎动物化石。上新统分为：下上新统灞河组，上上新统蓝田组。

灞河组为橘黄色粗砂细砾岩与棕黄色到棕红色的砂质泥岩互层，泥岩中带有灰绿色

斑点，岩性坚硬，常夹有砂岩和砾岩透镜体，富含钙质结核。这组地层似为不稳定的辫状河流沉积，粗砂细砾代表河床相，棕黄棕红色砂质粘土为河漫滩相。灞河组含有丰富的哺乳类化石，如四棱齿象(*Tetralophodon exoletus*)，李氏三趾马(*Hipparion richthofeni*)，东方犀(*Dicerorhinus orientalis*)，古长颈鹿(*Palaeotraginae* indet.)，羚羊(*Antelope* sp.)等。出露厚度 100 多米。灞河组上覆蓝田组红土，两者呈不整合接触；下伏中新统寇家村组，亦为不整合关系。

蓝田组由深红色、深棕红色粘土组成，夹有棕红色与灰白色的砂砾石层，砾石磨圆度较高，分选均匀。粘土中含有极丰富的团块状钙质结核。蓝田组在灞河两岸的高原上普遍出露，厚度达 60 余米，含哺乳动物化石 *Hipparion* sp., *Cervavitus* sp.， *Gazella* cf., *gaudryi* 等。

2．第四系

华北各地第四系极为发育，分布广泛，不论山间盆地、广阔平原以及山前地带都有第四纪的河湖相沉积和土类堆积。第四纪早期华北各山间盆地继续发展，范围扩大，淡水湖泊发展到了全盛时期，湖水深，湖面广。在现今的桑干河、汾河、渭河以及黄河中游诸盆地中，当时皆为湖泊所占据，沉积了巨厚的湖相地层。由于湖面的涨落变化，常常引起河流与湖泊的交替，出现湖相沉积与河流沉积的交互现象。中更新世，除了桑干河盆地的湖泊继续扩张外，其它湖泊大部分消亡，湖盆逐渐变成河谷，发育冲积层。自中更新世直至晚更新世，我国北方由于气候渐趋干旱，风积黄土发育，堆积了厚达几十米至近 200 米的黄土地层，构成了我国独特的黄土高原。全新世以来各个盆地中河流作用占优势，山麓地带以洪水及坡面流水作用为特征，形成了全新世的冲积层及洪积层。

(1) 下更新统　华北下更新统地层称为泥河湾组。泥河湾组的典型地点位于河北省与山西省交界的桑干河盆地，以河北省阳原县泥河湾村命名。泥河湾组是由巴尔博、桑志华(E. Licent)和德日进等人于 1924—1926 年定名的。当时认为该组地层的时代属保德期之后和黄土期之前。1948 年第十八届国际地质会议之后，将泥河湾组与维拉弗朗组对比，作为我国北方下更新统标准地层，但直到 1954 年在纪念发现中国猿人 25 周年的大会上才被肯定正式引用。近年来各有关单位对泥河湾组的沉积、化石、人类文化遗迹和地层时代等，进行了调查与研究，又有许多重要发现，提出了一些新见解。

泥河湾组以湖相沉积为主要特征，以灰绿、灰蓝、灰白和杂色的粘土、泥灰岩和砂质粘土为代表。沉积颗粒分选均匀，砂砾石的磨圆度良好，水平层理发育，富含哺乳类化石及软体动物化石。近年来在泥河湾组中发现了半咸水相的有孔虫化石，属种单调，数量较多，以山西九字虫(*Nonion shansiensis*)为代表。这一发现对如何解释桑干河湖盆的发展历史，

提出了一个值得重视的新课题。

泥河湾组广布于桑干河流域及其支流壶流河的断陷盆地中。此外，汾河盆地，延庆、怀来盆地，都有广泛分布。厚度可达数百米，地层产状基本近于水平或略有倾斜（图 3-4,5,6,7）。

桑干河盆地泥河湾组与上、下层之间的分界不清楚，盆地深处下伏上新统湖积层，上覆中更新统湖积层，均为连续沉积，无明显分界，生物地层划分尚不充分，所以上下界限位于何处？尚待研究。过去常将湖相地层统统误认为泥河湾组的错误概念，必须纠正。湖相沉积层与泥河湾组是两个含义不同的概念，桑干河湖盆的历史并不局限于早更新世，它早在第三纪已开始出现，经过早更新世和中更新世，而后才开始缩小干涸，渐渐被河流代替。

泥河湾组所含哺乳动物化石，以长鼻三趾马和真马为代表，故称长鼻三趾马—真马动物群，又称泥河湾动物群。其特点是，含有较多更新世特有属种，少量第三纪孑遗属种，前者如三门马(*Equus sanmeniensis*)、步氏大角鹿(*Eucladoceros boulei*)、象(*Elephas* sp.)、板齿犀(*Elasmotherium* sp.)等，后者如长鼻三趾马(*Proboscidipparion sinensis*)、泥河湾剑齿虎(*Megantereon nihowanensis*)。

泥河湾动物群的主要代表如下：

长鼻三趾马 (*Proboscidipparion sinensis*)
三门马 (*Eguus sanmeniensis*)
板齿犀 (*Elasmotherium* sp.)
纳玛象 (*Palaeoloxodon namadicus*)
巨骆驼 (*Paracamelus gigas*)
步氏大角鹿 (*Eucladoceros boulei*)
四不象鹿 (*Elaphurus bifurcatus*)
中国古野牛 (*Bison palaeosinensis*)
翁氏转角羚羊 (*Spirocerus wongi*)
中国羚羊 (*Gazella sinensis*)
直隶狼 (*Canis chihliensis*)
中国貉 (*Nyctereutes sinensis*)
中国猎狗 (*Hyaena sinensis*)
泥河湾剑齿虎 (*Megantereon nihowanensis*)
丁氏鼢鼠 (*Myospalax tingi*)

此外，泥河湾组还含有大量软体动物化石，常见的有下列几种：蜡螺(*Limnaea*)，平卷螺(*Pianorbis*)，蚬(*Corbicula*)，丽蚌(*Lamprotula*)和楔蚌(*Cuneopsis*)。

附录一：

河北蔚县壶流河左岸红崖村剖面，自上而下(图 3-5)：

(5) 黄土状沉积。

(4) 下更新统泥河湾组，灰黄、灰绿及棕红色砂质粘土与砂砾互层，上部以粉砂粘土为主。厚 100 余米。

~~~~~~~~~~~~ 侵蚀面 ~~~~~~~~~~~~
~~~~~~~~~~~~

(3) 上新统三趾马红土夹砾石层，厚 5—10 米。砾石成分为火山岩，上部红土中含三趾马及大唇犀(*Chilotherium* sp.)化石。

不整合

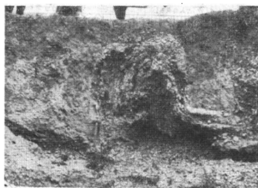
(2) 下第三系(？)砂砾岩。

(1) 侏罗系火山岩。

附录二：

河北阳原县桑干河北岸虎头梁剖面，自上而下(图 3-6)：

(13) 黄土状沉积与砾石层，该层发生融冻褶皱，并将以下的灰绿色湖相粘土卷裹其中。厚 2—3 米。(照片 3-10,11)



照片 3-10 虎头梁湖相地层中的融冻卷曲构造

(夏正楷摄)

(12) 具斜理的黄褐色粉细砂及砾石层。

(11) 灰黄色亚砂土，底部具细砾。

(10) 灰黄色细砂层

(9) 褐色亚粘土。

(8) 具斜层理的黄褐色粉砂层。

(7) 棕色中、细砂层，含小砾。

(6) 灰褐色砾石层。

(5) 灰黄色砂土层，具薄层理。

(4) 石膏层

(3) 灰黄色砂土层，具细纹层。

(2) 灰黄色粉砂质粘土夹细砂层，具薄层理。

(1) 灰白色及灰绿色泥灰岩及粘土层，含鱼化石。未见底。

上述地层出露总厚度 70 余米。自第 12 层至第 1 层为河湖相沉积，其时代是否皆属下更新统还值得研究。



照片 3-11 照片 3-10 的近景

下更新统三门组，与泥河湾组地层可以对比，也属于河湖相沉积，分布在黄河中游三门峡一带的断陷盆地及渭河盆地。三门峡北界中条山，南接秦岭，西通汾渭盆地，构成一

图 3–4 阳原盆地泥河湾组平面分布图(据第四纪会议 1979 年)



图 3–5 河北蔚县壶流河红崖剖面(据第四纪会议 1979 年)

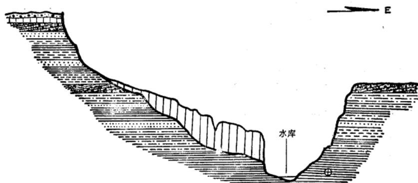



图 3-6　河北阳原虎头梁剖面（据第四纪会议 1979 年）

个东西延展的山间盆地。盆地中堆积了厚约 200—900 米的河湖相砂砾层及粘土泥灰岩层，自东而西增厚。

三门组过去称为“三门系”，最初三门系的含义较广，混淆不清。1959 年召开了三门峡第四纪地质会议，对三门系进行了现场考察和系统讨论，以三门峡地质队资料为基础，将原来的三门系分为五层，多数人主张将第1层和第2层划归上新统，第3层和第4层划为下更新统，即现在所称的三门组，第5层尚有争论，暂列为中更新统。

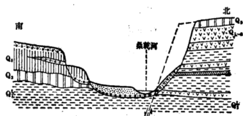



图 3-7　桑乾河于家寨剖面

附录三：

三门峡地区下更新统剖面，位于黄河左岸，黄底河及神庙沟一带，自上而下：

5. 粘土夹砾石层、砾石层、砂层及砂质粘土层，厚 17 米，出露在黄河的第 II、III级阶地之下部。

4. 砂质粘土夹粘土、砂及砾石层，棕红色，粘土含量较高，砂质粘土中含有泥蜗牛化石，共厚 60 米。

3. 砾石、砂砾石、砂的互层，向盆地中渐变为夹粘土的细砂粉砂层，在三门峡水库区出露最广，厚 70—100 米，假整合于第二层之上。砾石成分主要为石英岩、石英砂岩，粒径为 5—10 厘米，砂层浅黄色，分选良好。砂砾层中含有丰富的脊椎动物化石及蚌壳化石。

2. 砂质粘土夹砾石层，或粘土夹砂层，岩性坚实，含较多的黑斑及少量的小钙质结

核，夹不规则透镜体砾石层，分选及磨圆度均差。该层向西倾入河床以下，渐变为杂色粘土及砂层，厚达400米。含李氏三趾马(*Hipparion richthofeni*)，时代应为上新世。

1. 底部砾石，灰白色，砾石成分有石英岩、石英砂岩、石灰岩、片岩及喷出岩，分选差，略带棱角。砾径一般为5—20厘米，小者2厘米，最大60厘米。砾石被钙质胶结异常坚硬。厚度10—60米。该层与下伏地层呈不整合接触。

三门组的脊椎动物化石有下列几种：

三门马 *Equus sanmeniensis*

长鼻三趾马 *Proboscidipparion sinensis*

步氏鹿 *Euctenoceros boulei*

黑鹿 *Rusa elegans*

四角鹿 *Euctenoceros tetroceros*

平额象 *Archidiskodon* cf. *planifrons*

软体动物化石：丽蚌(*Lamprotula antique*)，蚬(*Corbicula largillierti*)。此外，还有大量腹足类分布在砂质粘土中。

植物化石：禾本科(Graminae)，香蒲(*Typha* sp.)，山杨(*Populus*)，柳(*Salix*)，鹅耳枥(*Carpinus*)，榆(*Ulmus*)，榉(*Zelkova*)，李(*Prunus*)，槭(*Acer*)，枣(*Zizyphus*)。

渭河盆地下更新统三门组的河湖相地层极为发育，分为上下两部。上部以河流相为主，为棕黄、棕红色粉砂质粘土夹砂砾层，厚30—80米。该组地层中含三门马、大角鹿、中国野牛及短耳兔等化石，这些化石相当于泥河湾组上部。有些单位将这套地层称“黄三门”。三门组下部为灰绿色及灰色粘土和粉砂粘土，具水平层理，夹薄层粉细砂层，是一套典型的湖相沉积。该层中发现下列哺乳类化石，游河原脊象(*Archidiskodon youheensis*)、贺风三趾马(*Hipparion houfenense*)、枝角鹿(*Cervavitus*)、圆三角齿猪(*Sus subtriguetru*)、中国貉(*Nyctereutes sinensis*)、游河漠鼠(*Mimomys youhenicus*)等。该动物群包括上新世的和早更新世的代表动物，动物群的性质似乎介于上新世与早更新世之间，应属于早更新世初期。有人将这套地层称为“绿三门”，在游河地区厚约200米。

早更新世晚期，华北很多地区的湖泊已逐渐缩小或干涸，在丘陵地区和盆地边缘为土类物质开始发育的时期，下更新统上部的土类堆积直接覆盖于不同时期的地层之上，出现明显的不整合接触。其上为中更新统红色土所覆，两者间也存在明显的侵蚀间断。吕梁山西坡的午城黄土，据已发现的化石定为下更新统上部，含有长鼻三趾马、三趾马、中国貉、三门马、步氏大角鹿、短脚野兔(*Hypolagus brachypus*)和赵氏鼢鼠(*Myospalax chaoyatseni*)等化石。

山西太谷红崖一带的棕红色粘土夹薄砂砾层，据层位关系可能也属于早更新世晚期，

红土中有深红色的古土壤粘化层及白色钙积层，在上部的砂粘土中发现了真马蹄骨及扁角鹿角等化石。

晋东南的"R"红土是早年杨钟健教授定名。关于"R"红土的时代，存在着一些争议。据作者数次调查，"R"红土可分为上下两部。下部位于河谷的高阶地上，以红色砂砾为主要组成物质，具有层理，向上颗粒变细，由砂层渐变为粉砂质粘土。"R"红土上部为纯净的粉砂质粘土，广泛分布于榆社武乡一带的丘陵顶部。该红土与下伏榆社群河湖相地层呈不整合接触，其上被中更新统红色土所覆。1981年作者等在"R"红土的底部砾石层中发现了真马牙齿、河狸及大量碎骨片化石。据以上特征应将"R"红土归属为早更新世晚期。

(2) 中更新统

中更新统以红色土堆积为主，并有洞穴和河湖相堆积，标准地层有周口店组、离石黄土及泄湖组。

周口店组，指北京房山县周口店第一地点的洞穴堆积，含有北京猿人化石及丰富的脊椎动物化石，因此成为中更新统的标准地层。周口店第一地点岩层由奥陶纪石灰岩组成，洞穴高出现在河床约80米。地层厚度50米，原划分出13层(图3-7)。1978—1979年，对周口店地区进行综合研究过程中，又继续向下划分出第14层至第17层。周口店组是指原来的第1—第13层，第14—第15层称为龙骨山组。这两组分别归属于中更新统上部和中更新统下部。第16—第17层属下更新统。根据年代学研究，含猿人头骨化石的第9层，用裂变径迹法测得年龄为距今46万年；第14层至第15层，用古地磁测得年龄为70—80万年。

第一地点洞穴堆积，除了中上部含有灰色砂层和底部含有砾石层外，其余大部分是角砾岩层。在上部和下部角砾岩层中，夹有厚薄不等的灰烬层，分别称为上文化层和下文化层。整个剖面自上而下分为：

第一及第二层：为含化石的角砾岩层，中间夹有砂土及石钟乳，厚约4米。

第三层：为含化石的粗角砾岩层，下有巨大的石灰岩块，代表洞穴顶部崩塌的部分，厚约3米。

第四层：为含化石的灰烬层，内有烧骨和烧石，所以骨、石都变成黑、蓝、灰等色。含啮齿类化石较多，肉食类较少，并含有数量极多的石器和用火的痕迹。又叫上文化层，厚6米。

第五层：一部分是含化石的黑色硬灰，一部分是角砾岩层，或为上文化层的底部，厚约1米。

第六层：含化石的角砾岩层，大石块较多，石器极少，厚约5米。

第七层：深灰色砂层，化石保存完整，以野猪化石最多，鹿、羊次之，肉食类很少，厚约2米。

第八层和第九层：含化石的角砾岩层，化石丰富完整，夹有厚薄不同的灰烬。这两层埋藏的石器和北京猿人化石最丰富，完整的北京猿人头骨化石即出于此层，所以又称为下文化层，厚约6米。

第十层：上部为含化石的红色土层，下部是一薄层灰烬（底文化层），厚约2米。

第十一层：红色砂层，含灰质结核，化石呈白色，少而破碎，棱角被冲磨，厚约2米。

第十二层：含化石的角砾岩层，厚2米。

第十三层：成层的泥砂层，夹有红色或灰色砂凸镜体，底部多巨大石块，化石较少，上部有较厚的鬣狗粪化石层，厚约2米。

第十四层：棕红色粘土质砂及砾石混杂的粘土砾石层，下部砾石减少，这就是过去所称的底砾层，可见厚度约4米。

第十五层：棕红色粗砂砾石层及含砾细砂层。厚约1米。

侵蚀面

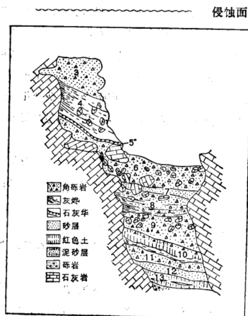



图3-7 周口店第一地点剖面图

第十六层：灰色薄层状粉砂层，产状倾斜，厚1.5米。

第十七层：黄棕色粗砂砾石层，可见厚度1米。

周口店组动物群，又称为中国猿人—肿骨鹿动物群，是北方的标准动物群。它的特点是：(1)代表第三纪残留的种属有的已绝灭，如三趾马，但还有极少数残留种，如剑齿虎。更新世特有的种更加多，如三门马、梅氏犀、居氏大河狸等。(2)出现了中更新世具有代表性的种属，如肿骨鹿、洞熊、中国鬣狗和褐熊等。(3)有一些最早出现的现代哺乳动物的种属，如狼、狐、貉狮、骆驼、转角羚羊等。(4)含有中国猿人的骨骼和文化遗迹。

周口店第一地点动物化石名单：

北京猿人 *Sinanthropus pekinensis*　　居氏大河狸 *Trogontherium* cf. *cuvieri*

| | |
|---|---|
| 后丁氏鼢鼠 *Myospalax epi—tingi* | 虎 *Felis* cf. *tigris* |
| 鼢鼠 *Myospalax* sp. | 豹 *Felis pardus* |
| 竹鼠 *Rhizomys* sp. | 猎豹 *Cynailurus* sp. |
| 豪猪 *Hystrix subcristata* | 纳玛象 *Palaeoloxodon* cf. *namadicus* |
| 狼 *Canis lupus* | 三门马 *Equus sanmeniensis* |
| 变种狼 *Canis lupus var. variabilis* | 梅氏犀 *Rhinoceros mercki* |
| 中国狸 *Nyctereutes sinensis* | 披毛犀 *Coelodonta antiquitatis* |
| 豺 *Cuon alpinus var. antiqua* | 李氏野猪 *Sus lydekkeri* |
| 洞熊 *Ursus spelaeus* | 巨骆驼 *Paracamelus gigas* |
| 熊猫 *Ailuropoda* sp. | 葛氏斑鹿 *Pseudaxis grayi* |
| 獾 *Meles* cf. *leucurus* | 肿骨鹿 *Megaloceros pachyosteus* |
| 貂 *Martes* sp. | 德氏水牛 *Bubalus teilhardi* |
| 中国鬣狗 *Hyaena sinensis* | 野牛 *Bison* sp. |
| 洞穴鬣狗 *Crocuta ultima* | 翁氏转角羚羊 *Spirocerus* cf. *wongi* |
| 剑齿虎 *Megantareon inexpectatus* | 羚羊 *Gazella* sp. |

中更新统红色土分布在黄河流域和北方广大地区，在其底部和中部夹有河流相的砂砾石层。红色土又称离石黄土，因标准地层在山西离石县而得名。离石黄土根据其发育特点和层位关系，又分为上下两部，即离石黄土下部和离石黄土上部，分别代表中更新世早期和中更新世晚期。在晋陕一带黄河及其各大支流地区，离石黄土底部普遍存在一层砂砾石层，刘东生称为陕县组，作为离石黄土的底砾，表明在中更新世初期，地表侵蚀作用比较强烈，堆积在河谷中的物质也以粗大的砂砾石为主。这层砂砾石直接覆盖在三门组的河湖相沉积层之上，两者有较明显的沉积间断。但有些地方，泥河湾组（或三门组）的河湖相沉积逐渐过渡为中更新统红色土，或者河湖沉积直接延续到中更新世，中间没有明显间断。

离石黄土上部和离石黄土下部的分界，除了黄土的岩性特征有些不同之外，在两者之间还夹有一层砂砾石层，代表着在中更新世中期曾有过一次明显的沉积间断。

中更新统泄湖组，标准地点在陕西蓝田灞河的第 III 和第 IV 级阶地上和塬区，沉积类型为河流冲积的砂砾石及红色土，前者分布于灞河第 III 和第 IV 级阶地下部及公王岭等地，砾石层最厚达 40 米。红色土分布在上述两阶地的上部和黄土塬上，厚数十米。根据脊椎动物化石、埋藏古土壤、剥蚀面及地貌位置，可将泄湖组分为上下两部（图 3–8，9）。

泄湖组下部，在黄土塬区为黄褐色红色土（黄土），含褐红色古土壤层及大块钙质结核；在灞河第 IV 阶地上为砂砾石及红色土，红色土中同样有古土壤层及钙结核，与下伏

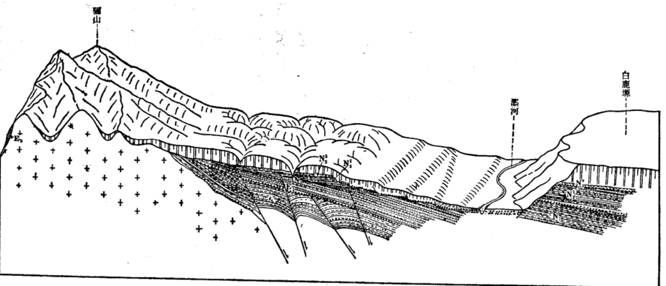



图 3-8 蓝田地区地质块状示意图(据赵雪宾修改)

图 3-9　蓝田支家沟第四纪地层剖面图(据朱宣清等)

第三系呈不整合接触。在蓝田公王岭红色土中发现了蓝田猿人头盖骨及动物化石，如三门马、大熊猫、鬣狗、猎豹和丽牛等。

泄湖组上部，为棕红色或褐红色黄土状砂质土，埋藏古土壤呈深红色，钙质结核富集成板状，古土壤层产状随古地形而起伏。在灞河第III级阶地上红色土底部为砂砾石层，在灞河右岸陈家窝村的红色土中发现了蓝田猿人下颌骨及动物化石，如豺、虎、象、葛氏斑鹿、李氏野猪和方氏鼢鼠等。产蓝田猿人的化石层之上有三条密集的古土壤条带，十分醒目，是泄湖组上部的鲜明标志(见照片4–1)。

(3) 上更新统

上更新统的标准地层有萨拉乌苏组和丁村组。

萨拉乌苏组最早发现于内蒙河套南部和陕北榆林，为河湖相沉积。由于在该地层中发现了"河套人"化石及大量哺乳动物化石，定名为我国北方晚更新世标准动物群—萨拉乌苏动物群。相当于萨拉乌苏组的地层，目前发现的地点很多，整个黄河中游和华北地区几乎都有分布。萨拉乌苏组为黄、灰黄和灰绿色粉细砂及黄土状沉积，出露在萨拉乌苏河两岸，据袁宝印描述，自上而下为(图3–10)：

12．粉砂与粘土质粉砂，灰黄色，具水平层理及斜交层理，厚1.5米。

11．粉砂质粘土，灰绿及灰白色，局部含炭质，显黑色，土质坚硬，垂直节理发育，厚1.5米。

10．黄色细砂，分选极好，含铁锈斑及钙板和钙结核，水平层理发育，中夹斜交层理，厚7米。

9．粉砂质粘土，灰黑色及灰绿色，厚0.5米。

8．黄色细砂，厚6.5米。

7．粘土质粉砂，灰黑及灰绿色，厚0.5米。

6．黄色细砂，厚10.5米。

5．粉砂质粘土与粘土质粉砂互层，灰绿及灰黄色，具厚层水平层理，顶部变为紫红色粘土，总厚28米。

4．细砂与粘土质粉砂互层，水平层理，厚7米。

3．粘土质粉砂，灰绿灰白色，厚2米。

2．细砂与粘土质粉砂互层。

1．粘土质粉砂，未见底。

上述各层均为连续沉积，总厚72米。在1—5层中发现了丰富的动物化石，动物名单如下：

披毛犀 *Coelodonta antiquitalis*　　野驴 *Equus hemionus*

野马 *Equus przewalskyi*
双峰骆驼 *Camelus knoblocht*
赤鹿 *Cervus canadensis*
鄂尔多斯大角鹿 *Megaloceros ordosianus*
王氏水牛 *Bubalus wansijocki*
原始牛 *Bos primigenius*
转角羚羊 *Spirocerus kiakhtensis*
普氏羚羊 *Gazella przewalskyi*
盘羊 *Ovis ammon*
诺氏象 *Palaeoloxodon namanni*
最晚斑鬣狗 *Crocuta crocuta ultima*
野猪 *Sus scrofa*

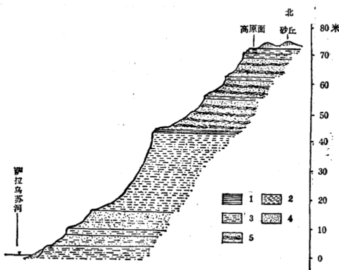
根据沉积物及动物群性质，将萨拉乌苏河一带晚更新世的沉积环境可分为三个阶段：

第 1—5 层，代表湖相沉积，气候温和适宜，形成统一大湖，但湖水很浅。

第 6—10 层，气候变得干冷，湖泊消失，河流沉积为主。

第 11—12 层，气候又转为温和湿润，湖泊重新出现，但持续时间很短随即消失，并向荒漠草原发展。

关于萨拉乌苏动物群的时代，据袁宝印意见，应属晚更新世中期。最近铀钍法测年也获得4万年至 5 万年的数据。




1. 粘土 2. 粉砂质粘土 3. 粘土质粉砂 4. 细砂 5. 具交错层理的细砂

图 3-10 萨拉乌苏组剖面图(据袁宝印)

丁村组位于山西襄汾县丁村汾河沿岸，1954年发现大量动物化石，人类牙齿化石及文化遗物。后来又发现了古人颅骨，即丁村人。

丁村组属于汾河第 III 级阶地沉积，上部是微红色黄土，夹 1—2 层古土壤，厚 3—5米。下部为灰、灰黄或棕黄色砂砾层，含钙质结核及大量厚壳蚌化石，厚 15—20 米。

丁村组砂砾层中的动物化石有方氏鼢鼠、野马、野驴、纳玛象、梅氏犀、披毛犀、葛氏斑鹿、原始牛和转角羚羊等。还有鱼类及瓣鳃类化石。从动物群性质看，比周口店动物群要晚。丁村人为直立的古人，制造的石器比较进步，所以应晚于周口店期。但关于丁村组的时代仍存在争议，一种意见认为丁村组应属于离石黄土上部与下部之间即中更新世晚期。另一种意见认为丁村组是侵蚀了离石黄土之后才沉积的，其上又覆马兰黄土，应属于晚更

表 3-2 晋陕地区晚新生代地层对比表

| 地层时代（界） | 系 | 统 | 代表性名称 | 雁北地区 晋西北 | 雁北地区 晋东北 | 晋中地区 | | 晋东南 | | 汾渭区 | | 蓝田地区 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 新生界 | 第四系 | 全新统 | | 全新统 | | 全新统 | | 全新统 | | 全新统 | | 全新统 | |
| | | 上更新统 | 马兰组 | 马兰组 | 火山岩 / 马兰组 | 马兰组 | | 马兰组 | | 马兰组 | | 马兰组 | |
| | | | 丁村组 | 萨拉乌苏组 | | 丁村组 | | | | 丁村组 | | 乾县组 | |
| | | 中更新统 | 离石组 | 离石组 | 火山岩 / 离石组 | 离石组 | | “r” | 离石组 | 离石组 | 离石组 | 泄湖组 | 上部 |
| | | | | | | 木瓜组 | | | 小常村组 | 匼河组 | | | 下部 |
| | | 下更新统 | 午城组 | 泥河湾组 | 火山岩 / 泥河湾组 | 泥河湾组 | 大沟组 | “R” | 大墙村组 | 三门组 | | 三门组 | |
| | | | 泥河湾组 | | | | 红崖组 | | | | | | |
| | | | | | | | 南畔组（?） | 榆社组 | 楼则峪组 | | | | |
| | 上第三系 | 上新统 | 静乐组 | 三趾马红土 | 静乐组 | 静乐组 | 深凹组 | | 张村组 | 静乐组 | | 蓝田组 | |
| | | | 保德组 | | 保德组 | 保德组 | | | 任家瑙组 | 保德组 | | 灞河组 | |
| | | 中新统 | | | | | | | | | | | |

新世。这些争议有待于今后深入研究之后进一步解决。最近据铀系法测定其年代为20万年，应为中更新世。

### Ⅱ. 华北平原的第三系和第四系

华北平原辽阔平展，包括海河流域和黄河流域的广大地区。从第三纪以来一直是长期下沉的地区，沉积了厚达数千米的新生代地层，沉积物的类型复杂多样，有冲积、湖沼沉积及海相沉积，局部地区还有火山喷发物夹于沉积层中，甚至有些火山直接喷出于地表，形成火山，例如，河北平原东部濒临渤海的大山和小山。沉积物的类型充分反映了第三纪以来华北平原古地理环境演变的过程，并非象大平原表面那样简单，而是经历了多次沧海桑田的变化，始形成具有几千米厚沉积层的大平原。华北平原不仅是我国发展农业的重要基地，而且在巨厚的沉积层中蕴藏着丰富的石油和地下水资源。

华北平原的基底构造异常复杂，周期性的构造运动，使之形成一系列规模不等的隆起与拗陷，埋藏地貌中包括有古河流、古湖沼、古海湾及古潜山等。因此，华北平原深处地形起伏较剧，既有许多沉积中心，也有一些相对凸起的高地，所以不同部位的沉积岩相、岩性及沉积厚度，均有显著差异。但作为华北平原这样一个大范围的沉降单元，沉积的总趋势是基本一致的。

#### 1. 华北平原的第三系

华北平原自始新世开始接受新生代沉积，早期以湖相沉积为总特征。下第三系以深湖相的暗红色砂泥岩和暗色有机岩为代表。早第三纪的中、晚期，由于气候炎热潮湿，生物繁盛，大量的生物遗体沉积在湖泊中，并在深湖相的还原条件下形成有机岩，向石油转化形成良好的生油层，成为我国北方重要的石油源地。因早第三纪为深湖环境，有利于还原作用，沉积物以深灰色和灰黑色岩系为主，但局部地方形成了弱氧化环境下的沉积岩系，愈近沉积中心，愈趋向还原环境，愈有利于有机质向石油转化。早第三纪晚期湖盆上升，湖水变浅，形成了浅湖相及湖滨相沉积。

下第三系自下而上分为三组：

(1) 孔店组 ($E_2$)：深红色、深棕色及深褐色泥岩与砂岩，夹有黑色泥岩，厚约400米。

(2) 沙河街组($E_{2-3}$)：上部为暗红、棕褐色泥岩，夹灰绿色泥岩及灰白色砂岩；中部为灰色、灰黑色泥岩、砂质泥岩、油页岩及灰白色砂岩互层；下部为白色石膏层、灰色泥岩、棕红色泥岩及灰白色砂岩互层，夹有黑绿色玄武岩，厚约2000多米。该组为重要的含油层。

(3) 东营组($E_3$):紫红、棕红、棕褐色泥岩、灰绿色泥岩,灰白色砂岩及薄层灰黑色炭质页岩和油页岩,厚约 1000 米。

上第三系在华北平原深处广泛分布,以棕黄、灰绿和浅棕红色的砂质沉积和泥质沉积为主,夹有砂砾层,向下部沉积层的颜色变深,底部为灰白色的砂砾层。上第三系沉积为浅湖环境,氧化作用较强,形成一套棕黄—棕红色的砂泥质沉积,沿海一带过渡为弱还原条件或还原条件。局部地段沉积有石膏,表明湖水有咸化现象。

上第三系自下而上分为两组:

(1) 馆陶组($N_1$):棕红、暗棕色泥岩、砂质泥岩,与灰绿色、灰白色及灰黄色砂岩组成不等厚的互层,底部为砂砾岩,不整合于下第三系之上,厚度可达 1000 余米。

(2) 明化镇组($N_{1-2}$):灰白、灰黄、灰绿、棕黄、棕红色泥岩与砂岩互层。泥质岩中含灰质团块及铁锰质结核。个别层位富含腹足类及瓣鳃类化石。自上而下粒度逐渐变细,而后又渐变粗,颜色加深,至下部色变暗。厚度可达 1000 余米。

### 2. 华北平原的第四系

在华北平原,第四系广布全区,厚度 300—500 米左右,有些地方较薄,只有 100 多米。第四系厚度的变化决定于基底构造,拗陷区沉积厚度大,隆起区沉积厚度小。对华北平原的第四系过去了解甚少,近年来,随着大规模的水文地质调查和石油勘探,积累了大量钻孔资料和物探资料,对华北平原的第四系有了较全面的了解。

以河北平原为例,第四系沉积无论空间上或时间上都具有一定沉积特征和分布规律。山前平原地带以冲积、洪积为主,沉积物颗粒较粗,以砂砾层为主;平原中部为冲积、泛滥平原沉积和河间洼地(湖沼)沉积,沉积物以细粒的粘土、淤泥、粉细砂为主;沿海平原为冲积、湖沼沉积、三角洲沉积及海相沉积,仍以细粒沉积为特征。空间上的分布规律和沉积特征,随着时间的发展而发生变化。在第四纪各个时期由于构造运动、地貌特征、海陆轮廓、古气候以及生物环境等因素的变化,都能影响沉积物的形成和分布。下更新统下部以棕红、灰绿和锈黄色的粘土、亚粘土及砂层沉积为特征,主要代表湖相和冲积相环境;中部为棕红、红棕色的亚粘土、亚砂土和砂砾层,发育多层古土壤与古风化壳;上部钙质结核逐渐增加,铁锰结核逐渐减少。中、上更新统为棕黄、灰黄色亚砂土、亚粘土及砂层沉积,有较大范围的灰色及灰黑色淤泥层和泥炭层,钙质结核显著增加,东部平原中夹有海相沉积层。总之,第四纪早期在河北平原广布淡水湖泊及河流,气候湿润温暖;第四纪中期湖泊逐渐收缩,河流发育;第四纪晚期以不稳定的河流占优势,并发育低地湖沼。因此,在第四纪不同时期发育了各具特征的沉积物。

平原地区第四纪地层的划分,主要依据沉积岩性岩相和沉积韵律的变化,以及孢粉、

微体化石等作为分层的标志，缺乏大型脊椎动物化石。随着年代学的发展，为平原地区第四系分层和断代提供了更为可靠的依据。

河北平原的第四系自下而上分为下列几组：

(1) 下更新统固安组：以棕红色、灰绿色、黄棕色的粘土、亚粘土与砂砾石的互层为特征。地层呈半固结状，含钙量低，锰染现象普遍，有铁质浸染的锈黄色斑点。属于河流湖泊相沉积。厚 100 余米。与下伏的明化镇组界限不明显。

(2) 中更新统杨柳青组：为棕黄、黄棕、棕红色夹灰绿色亚粘土、亚砂土及砂砾层，混杂有铁质浸染的锈黄色斑点，含铁锰质结核及钙质结核。砂砾层有明显的风化痕迹。与下伏地层固安组为连续沉积。厚约 140—200 米。

(3) 上更新统欧庄组：以棕黄色、灰黄色的亚砂土、亚粘土及砂砾层为特征。平原东部夹有海相层，为灰和灰黑色亚砂土和亚粘土。欧庄组夹有黄土状土，富含粉砂质，普遍含有钙质结核层及淋溶淀积层。厚度 90—180 米。

(4) 全新统：主要为灰黄色的亚砂土、亚粘土及砂层；在平原中部、东部普遍夹有灰色和灰黑色的淤泥层和泥炭层。前者代表平原河流沉积及洪流沉积，后者代表湖沼沉积。此外，平原西部有次生黄土，平原东部夹有海相沉积层。总厚 15—40 余米。

表 3-3　华北平原分区地层对比表

| 界 | 系 | 统 | 组 | 主要化石组合 | 冀中小区 | 天津—南宫小区 | 黄骅小区 | 埋宁小区 | 丘县—临清小区 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 新生界 | 第四系 | 全新统 | 歧口组 | [illegible] | 歧口组 0—15 | 歧口组 5—10 | 歧口组 2—10 | 歧口组 0—10 | 歧口组 0—10 |
| | | | 高湾组 | | 高湾组 5—20 | 高湾组 5—15 | 高湾组 10—15 | 高湾组 5—10 | 高湾组 6—20 |
| | | | 杨家寺组 | | 杨家寺组 10—25 | 杨家寺组 5—20 | 杨家寺组 5—20 | 杨家寺组 5—10 | 杨家寺组 5—10 |
| | | 上更新统 | 欧庄组 | [illegible] | 欧庄组 80—180 | 欧庄组 100—170 | 欧庄组 90—160 | 欧庄组 60—130 | 欧庄组 50—150 |
| | | 中更新统 | 杨柳青组 | [illegible] | 杨柳青组 120—240 | 杨柳青组 120—250 | 杨柳青组 80—200 | 杨柳青组 70—120 | 杨柳青组 100—250 |
| | | 下更新统 | 固安组 | | 固安组 100—200 | 固安组 120—220 | 固安组 70—180 | 固安组 70—130 | 固安组 50—200 |
| | 上第三系 | 上新统及中新统 | 明化镇组 | [illegible] | 明化镇组 上段 300—600；下段 500—900 | 明化镇组 上段 300—500；下段 200—500 | 明化镇组 上段 400—800；下段 600—900 | 明化镇组 上段 291；下段 341 | 第三系 996 |
| | | 中新统 | 馆陶组 | [illegible] | 馆陶组 200—550 | 馆陶组 0—200 | 馆陶组 200—600 | 馆陶组 0—200 | |
| | 下第三系 | 渐新统 | 东营组 | [illegible] | 东营组 一段 >40—371；二段 >200—300；三段 >40—400 | | 东营组 一段 >150—376；二段 >50—326；三段 50—240；四段 40—350；五段 30—300 | 下第三系 826 | |
| | | | 沙河街组 | [illegible] | 沙河街组 一十二段 400—800；三段 70—1000；四段 1000± | | 沙河街组 一段 >30—500；二段 5—300；三段 100—1000；四段 50—500 | | |
| | | 始新统 | 孔店组 | [illegible] | 孔店组 >82—400 | | 孔店组 一段 88—692；二段 110—438；三段 245—438 | | |

河北平原东部自新第三纪到第四纪有多期火山活动，火山岩系在平原深处呈多层不连续分布。第四纪火山岩性全部为基性。

更新世第一期火山见于海兴小山以南钻孔中，有厚0.1米的玄武岩，其余均为凝灰岩，最大厚度15米，这层火山物质位于更新统底部，其年龄约为300万年左右。更新世第二期火山活动规模最大，分布范围广，火山岩见于沧县、盐山及海兴。熔岩厚达23—25米，呈北北东方向分布，还有8—9米的火山碎屑岩。这期火山与古地磁的奥尔都维事件大体一致，距今200万年左右。更新世第三期火山活动范围较小，以海兴的小山和庆云的大山为中心，小山全部为凝灰岩，最厚105米，大山为玄武岩，熔岩厚达16米。该期火山相当于布容正极性世与松山倒转极性世的交界线，距今约70万年。更新世第四期火山与第三期的活动范围一致，活动时间相当于古地磁的拉尚事件，距今2—3万年。

### III. 东北地区的第四系

在我国东北广大地区，第四纪地层主要分布在平原区及山前地带。东北地区地处我国的最北部，靠近世界上的寒极东西伯利亚，自第四纪以来气候寒冷，特别是北部地区，发育了冰川、冰缘和冻土堆积，但在温暖期则发育了河流与湖沼沉积，沉积厚度可达100余米。此外，在长白山区和黑龙江的五大莲池还有火山喷出物夹于第四系之中。东北区第四纪哺乳动物群以喜冷的猛犸象、披毛犀动物群为代表，晚更新世顾乡屯组就以保存有猛犸象和披毛犀化石著称，这种化石在东北各地普遍分布。东北区的第四系分为：

(1) 下更新统白土山组：上部为灰白色和灰黄色砂砾石层，其中含有以松桦为主的花粉。中部为灰白、灰及灰黑色粘土及砂砾层，含有桦栎为主的阔叶树花粉。下部为灰白、灰色亚粘土及砂砾层，含有松、冷杉、桦及云杉等针阔叶树花粉。在松辽平原遍及全区，埋深在100—120米以下。

(2) 中更新统荒山组：由深黄色、棕黄色或黄褐色的亚粘土组成，含少量砂砾石。下部为灰绿、灰褐色湖相亚粘土及黄色砂砾石层。含梅氏犀(*Rhinoceros mercki*)和猛犸象(*Mammuthus trogontherii*)等化石。在吉林一带，中更新统上部有黄土沉积。

(3) 上更新统顾乡屯组：标准地点在哈尔滨西南松花江的阶地上，松辽平原均有分布。顾乡屯组上部为灰黄色亚粘土及粉细砂层，下部为粉细砂及砂砾石，夹深灰色淤泥，并有冰缘现象。动物化石丰富，是猛犸象—披毛犀动物群的代表性产地。以真猛犸象(*Mammuthus primigenius*)、披毛犀(*Coelodonta antiquitatis*)、普氏野马、原始牛等为代表，共90余种。$C^{14}$年代距今12,000—40,000年之间。植物化石有西伯利亚云杉(*Picea* cf. *abovota*)、臭冷杉(*Abies* cf. *nephrolepis*)、兴安落叶松(*Larix dahurica*)及桦等。在黑龙江德都五大莲池分布有火山岩及完整的火山。

(4) 全新统：下部为砂层，中部为黑土，上部为玄武岩(五大莲池)。其它地区为风砂及河流湖沼沉积层。

## Ⅳ. 西北地区的第三系和第四系

我国西北地区多大型山间盆地及高山地带，气候干旱，垂直分带显著；新构造运动剧烈，在许多大型盆地及山麓地带，自新生代以来接受了不同类型的巨厚沉积。特别是新疆、青海、甘肃的诸大盆地的湖相沉积极为发育，成为我国重要的石油产地之一。此外，第四纪还发育了冰川沉积、洪积、泥石流堆积、河流冲积、风砂和黄土堆积以及盐湖沉积。

### 1. 甘肃河西走廊的第三系和第四系

(1) 始新统火烧沟组：出露厚度可达900多米，分为上中下三部。下部为红色砾岩及泥岩，中部为红色砂岩及白色粗砂岩，上部渐变为浅红色略显黄色的砂岩。与其下伏的地层和上覆的地层均为不整合接触。

(2) 渐新统白杨河组：在盆地中分布广泛，不整合覆于一切老地层之上。在南部厚度一般为450米左右。

(3) 中—上新统疏勒河组：在盆地内分布普遍，与白杨河组整合或不整合接触。最厚达1900米，向盆地北部显著减薄。主要岩性为红色及灰黄色砂岩、泥岩，上部砾岩增多，盆地南部为红色，北部为灰黄色。

(4)下更新统玉门组：在祁连山前地带出露最为广泛，尤以玉门盆地最为典型，与疏勒河组常常伴随出露。玉门组以灰色砾岩为主，成层较显著，为钙质和泥质胶结，由南向北粒径逐渐变小，至河西走廊拗陷带被砾状砂岩、砂岩所代替，略有分选，属于洪积物。在个别的玉门砾石中发现有擦痕，说明有冰水堆积。玉门组最大厚度达850米，以玉门市附近厚度最大，分布最广。

在酒泉盆地的北部坝格楞、鸳鸯乡一带出露一套浅棕黄色泥质粉砂岩、砂质泥岩及砾岩互层，甘肃水文地质队定名为坝格楞组，为下更新统，亦即玉门砾岩的同期异相沉积，其成因类型为冲积湖积相。

(5) 中—上更新统酒泉组：岩性从南向北由粗变细，由砾石、砂砾石、砂与亚砂土、亚粘土的互层组成。砾石层属于洪积相、冰水相及冲积相。

酒泉组的总厚度以酒泉盆地西南部为最大，可达800米。关于酒泉组的划分问题，有人认为酒泉组只能代表下部受剧烈构造变动的成层砾石层，广泛出露的戈壁砾石层应该属晚更新世的沉积。

2. 柴达木盆地的第三系和第四系

柴达木盆地新生代沉积可分为第三系渐新统的灰绿色或棕红色岩系，中新统的灰绿棕红色岩系，上新统的灰绿色及土黄色岩系，第四系更新统的深灰色岩系，全新统的未固结的砂砾层及戈壁沙漠。这些岩系是在盆地不断快速下降和四周山地不断上升的条件下形成的。由于盆地面积广，各地升降运动的不一致性，加之古气候变化的影响，因此各地区的沉积特征和岩相变化以及古生物的发展都不相同。新生代初期盆地处于隆起阶段，缺失了古新世及始新世地层，渐新世时盆地开始下沉接受沉积，所以在盆地边缘一带可见渐新统不整合于中生代侏罗系和白垩系之上。渐新统沉积之后，由于喜马拉雅运动影响，盆地边缘可见上新统不整合或假整合于渐新统之上。上新统沉积之后，又因新构造运动影响，各地有不同程度的隆起和含油构造的形成，在盆地边缘可见更新统不整合于上新统之上，特别是盆地北缘的冷湖一带，盆地西北部的南八仙一带，盆地西部的大风山及茫崖一带都可见到更新统不整合于上新统之上。更新统沉积之后，又发生褶皱隆起，主要的含油构造随之全部形成。第四系砂砾石层普遍不整合于较老的地层之上。渐新统及中新统地层一般出露于祁连山、昆仑山山前隆起较高的背斜轴部。上新统出露于全盆地各构造翼部，更新统分布于各构造带之间的向斜及构造翼部。

渐新统的沉积厚度各地不同，盆地西部厚 2300—3350 米，岩性以灰绿色泥岩、粉砂岩、砂岩为主，夹有砾岩层、石灰岩层及泥灰岩层。盆地东部厚度 500—1600 米，岩性主要是棕红色砂岩、砾岩及砂质泥岩沉积。

中新世由于受喜马拉雅运动影响，地壳处于相对宁静状态，长期剥蚀夷平，因此中新统沉积在盆地东西部差异不明显，皆以灰绿色泥岩、粉砂岩与棕红色砂岩、砂质泥岩的互层为特征，夹石灰岩薄层；在盆地西部有盐湖相沉积。厚度西部为 1642 米，东部为1523米。

上新世由于盆地东西部拗陷的差异性，盆地东部沉积厚度达 4000 米以上，主要为灰绿色长石砂岩、棕红色灰绿色泥岩和砂质泥岩，为河流相及湖泊相沉积。盆地西部厚 2130 米，主要为土黄色砂岩、砂质泥岩夹砾岩沉积，各地变化较大。

更新世初期，由于周围山地的剧烈上升，在盆地边缘主要堆积一套山麓相砾石，盆地中心主要为湖相深灰色泥质沉积，盆地东部为淡水或半咸水沉积，西北部为盐湖沉积。

柴达木盆地西北部更新统盐湖组：更新世时期气候变的更为干燥，盆地中的广大地区均有蒸发盐类沉积，主要是含石膏晶体的灰绿色泥岩和石膏夹层、盐岩层及鲕状岩等。盆地边缘有河流相砾石。在盆地中心的盐湖一带，为湖泊沉积，岩性为灰绿色、土黄色泥岩夹粉砂岩、浅灰色钙质泥岩及泥灰岩等，含介形类、腹足类、斧足类化石。厚度在南红沟达 1224 米，在盐湖构造带出露达 956 米左右。

柴达木盆地西部下-中更新统七个泉组：盆地边缘为灰黄、黄灰及灰色砾石夹泥质岩，盆地中心为灰色、浅棕、蓝灰及灰绿色泥岩及粉砂质泥岩。盆地边缘厚200余米，中心厚1800余米。该组含丰富的动物化石，有东方剑齿象、三门马、中国鬣狗、犀牛、象、短耳兔、方氏鼢鼠、野牛、马、布氏大角鹿及披毛犀。

柴达木盆地上更新统：山麓地带为洪积冲积及冰水沉积的砂砾石层及砂土层，局部为黄土状沉积，厚数米至数百米。盆地中有湖相粉砂及粘土，颜色有棕色、蓝灰及灰绿，厚200—300米。上更新统的盐湖沉积是一套褐黄色的盐层，厚15—20米。

柴达木盆地的全新统：以风积及盐湖沉积最发育，湖沼沉积分布在盆地东南部。盆地中心盐类沉积很普遍，由盐滩及湖底盐层组成，成分以食盐为主，次为光卤石、芒硝、钠硼解石及氯化镁等。盐类沉积与风砂、泥质经常混杂在一起。

### 3. 新疆地区

天山南北的山麓地带，第三纪和第四纪堆积了巨厚砾石层。准噶尔盆地上新统独山子组，为砂质泥岩及薄层砾岩，在独山子一带最发育，厚度1300—2000米。含动物化石羚羊、三趾马和长颈鹿(*Giraffid* sp.)。植物化石有柳、榆和槭等。

吐鲁番盆地的上新统称为葡萄沟组，出露在盆地北部及中央，以火焰山和桃树园子发育较好。为土黄色砂质泥岩、砂岩与苍棕色砾岩。厚度48—800米，与下伏地层不连续。

天山南麓库车一带，上新统库车组，岩性为苍棕色、灰棕色砂岩、粉砂岩与砂质泥岩，自北而南逐渐变细。厚200—3200米。

上新统—更新统西域组，又称西域砾石层。为灰色及灰黑色砾岩。在吐鲁番盆地厚800米。

## V. 南方地区的第四系

从淮河流域至华南的广大地区，第四系普遍发育，但沉积厚度不及北方。除长江中下游沉积了厚层第四系外，其它地区因构造缓慢抬升，或相对稳定，因此，地表遭受侵蚀，沉积厚度较小。长江以南的丘陵区以红色风化壳最为发育，或堆积网纹红土，河谷中为冲积砂砾石层。华南的石灰岩区岩溶发育，洞穴堆积普遍，富含哺乳动物化石，是研究第四纪哺乳动物的重要场所，例如，广西柳城的巨猿洞就以保存有巨猿—大熊猫—剑齿象动物群化石而闻名。

### 1. 淮河流域的第四系

处于华北和华南的过渡地带，第四纪以来构造上为缓慢隆起的剥蚀区，地表被夷平为

和缓起伏的准平原，第四系沉积厚度小，有些地区甚至基岩裸露，厚度只有数米至数十米。河南南部、安徽及江苏北部的河流两岸及低洼地带，以冲积层和湖积层最为发育。中更新世以后并有土状堆积分布。地层中发现的动物群具有南北方之间的过渡性质。

（1）下更新统下草湾组　分布很广泛，以安徽泗洪县下草湾的引河两岸出露较好。岩性特征：下部为棕黄色及灰黑色亚砂土，含铁锰结核，夹有灰黑色或暗绿色粘土，属冲积湖积相。中部为湖相沉积的灰绿色粘土，富含钙结核及铁锰结核，有丰富的化石，以中国大河狸（*Trogontherium sinensis*）的化石最完整，此外，还有虎、犀、鹿、象及鱼类化石，该层厚21米。上部为红色砂质土与灰绿色砂质粘土的互层，砂土层中含有龟类化石碎片，并在引河南岸发现一块完整的金龟化石(*Chinemys reveesii*)，该层厚15.8米。

下草湾组所含的动物群，称为大河狸—四不象鹿动物群，时代可能从早更新世晚期一直延至中更新世初期。代表性的动物有下列种属：中国大河狸（*Trogontherium sinensis*）、麋鹿（*Elaphurus dividanus*）、纳玛象（*Elephas namadicus*）、剑齿象（*Stegodon*）、水鹿(*Rusa*)、肿骨鹿(*Sinomegaceros*)、披毛犀（*Rhinoceros tichorhinus*）。

（2）中更新统泊岗组　岩性为赭红色粘土，致密坚硬，具有浅色蠕虫状构造，属于冲积湖积相，分布于淮河流域泗洪南部，往北则相变为残坡积相砾石亚粘土层。

（3）上更新统戚咀组　广布于淮河流域的Ⅱ级阶地上，江苏的宿迁、泗洪、盱眙等地的山麓地带都有出露。岩性为浅黄色砂质粘土及钙质结核层，含有脊椎动物化石象、四不象鹿等。泗洪县以北及盱眙地区相变为黄褐、棕黄色含钙质结核的亚粘土层，其中并含铁锰结核及少量砂砾。

### 2. 长江中下游地区的第四系

（1）下更新统雨花台组　雨花台组泛指南京一带位于玄武岩之下的一套砾石层，分布在长江两岸的阶地上。岩性为棕黄色、棕红色的砂砾石层，砾石磨圆度及扁平度极好，粒径2—8厘米，定向排列，砂层中有单向斜层理，砾石成分以石英岩为主，次为燧石、玛瑙、火山岩及变质岩等。属于河流相沉积。

关于雨花台组的时代，因为在江苏六合地区的古砂砾层中发现了哺乳动物化石，故将南京地区泛称为雨花台组的地层作了进一步划分。划分出中新统洞玄观组、下上新统六合组、上上新统黄岗组和早更新统雨花台组。雨花台组的含义应以南京雨花台高出长江50—60米的第三级阶地上的砾石层为标准地点，其上被玄武岩覆盖，与后期沉积之间有侵蚀面分开。

南京雨花台的典型剖面自上而下：

5）微红色砾石层，厚度不稳定，有些地方尖灭。

4）暗红色砂层，含细砾石，具有斜层理。

3）黄褐色松散砾石层，定向排列，呈叠瓦状，砾石圆度及扁度均佳，成分有石英岩、燧石、石英及石英砂岩等。

2）黄褐色砂层，含细砾石。

1）灰白色夹黄色疏松砾石层。

（2）中更新统网纹红土　分布于长江中下游，在南京附近出露较好，为棕红色混有较多碎屑的粘土，有的含豆粒状的铁锰结核。上部以棕红色粘土、亚粘土为主，夹砾石层，铁锰膜发育，具有灰白色网纹。中部为网纹粘土层，岩性为红色粘土、碎石及粉砂，粘土中有宽达 2 厘米的粗大网纹，底部为砾石层。厚约 15 米。

（3）上更新统下蜀组　下蜀组又称下蜀黄土，无论其岩性或成因都与马兰黄土相似。在晚更新世，长江中下游一带位于从中亚干旱沙漠地区吹来的西风急流路径之中，西风携带的粉尘最后在南京附近地区沉降下来，堆积成下蜀黄土，但颗粒较马兰黄土更细，厚度 10—20 米。南京燕子矶剖面厚 16 米，分为上下两段。上段为棕黄色粘土，结构紧密，粘性大，含铁锰膜，崩塌后呈不规则的棱块状，古土壤痕迹清楚，透水性差。下段为灰黄色黄土质粘土，结构紧密，垂直节理良好，常以大块柱状体崩塌，钙质含量很高，并有结核，透水性较好，古土壤痕迹较差，略具铁锰膜，孔隙发育。

### 3. 长江三角洲平原的第四系

下一中更新统，以湖相及河口三角洲相沉积为主，岩性为蓝灰、灰黑及杂色粘土和亚砂土，夹有中细砂层。上更新统为滨海的河湖相沉积及湖沼相沉积，岩性为青灰色及暗绿色粘土及粉细砂层，含有孔虫化石。全新统为浅海相及河湖相沉积。第四系总厚度可达 330—400 米。

### 4. 华南的红土堆积

华南地区广泛发育红土或称红色风化壳，广布于低山丘陵及盆地地区的基岩上，是在热带及亚热带气候条件下形成的风化壳。在亚热带地区分布的是红色高岭土风化壳，外观上有白色蠕虫状条带的红土层，称为网纹红土。这种红土粘粒含量高，粗粒的石英和少量云母呈星点状散布其间，粘土矿物以高岭石类为主，还有蒙脱石和伊利石。游离氧化铁含量很高，含量达全铁的 70% 左右，以胶膜形式包裹土粒表面和充填在孔隙内，使土体染成红色，白色的蠕虫网纹是未受氧化铁浸染及铁质被淋溶而残余的白色粘土。网纹红土的时代，一般认为形成于中更新世的高温期。在江西、福建和两广地区，发育在 200 米

以下的丘陵区，部分可达 300—600 米的高度。南岭以南发育了砖红土型风化壳，以玄武岩为母岩。

### VI. 西南地区的第四系

我国西南地区地势崎岖，多高山深谷及小型山间盆地，石灰岩分布普遍，多洞穴。第四系沉积层以冲积、湖积和洞穴堆积为主。第四系地层中发现了许多哺乳类化石和人类化石及文化遗迹。最著名的有云南省的元谋组和四川省的盐井沟组。

#### 1. 下更新统元谋组

元谋位于昆明西北方的元谋盆地，在这个盆地中发育了一套厚层河湖相沉积，厚度约 700 米。在元谋盆地东南方的大那乌与上那蚌村之间的元谋组上部发现了两颗人类牙齿化石。牙齿化石埋藏在褐色粘土中，是两枚门齿，属于同一个成年直立人的个体，定名为直立人元谋亚种（*Homo erectus yunmounensie*）。还发现有人工痕迹的石器及大量哺乳动物化石。根据沉积特征和动植物化石资料，中国科学院地质力学所将元谋组分为四段 28 层，自下而上：

第一段，包括 1—4 层，厚 109.7 米，以杂色粘土为主，并与亚粘土层、薄层砂层呈互层。所谓杂色粘土层，就是有规律的依次由棕红、粉红、棕、棕黄、黄、黄绿、灰绿、灰、黑等色组成的粘土层，色彩鲜艳分明。该段沉积韵律明显，多夹有两层以上的黑色炭质粘土。有的层中还间有灰白色粘土层，粘土层局部被钙质胶结。砂层以细砂和粉砂为主，棕色、棕黄色和棕红色都有，有铁质和钙质结核，局部为铁质和钙质胶结。

第二段，包括 5—7 层，厚 314 米，是一套杂色粘土层、亚粘土层、粉砂亚粘土、粉砂层和砂层的交互沉积，韵律层十分明显。砂层中发育有流水相和湖相交错层，有些砂层中夹有小砾石和粘土球，时由钙质和铁质胶结。杂色粘土层色泽灰暗，常间有灰绿色、灰黑色和黑褐色含腐植质的粘土薄层，某些层含有沼铁矿和硫化物。这是以湖相为主的河湖交替沉积。

第三段，包括第 18—23 层，厚 149 米，是棕灰色、棕黄色粗砂层、中砂层、细砂层和棕色、灰棕色、棕红色粉砂亚粘土层、亚粘土层、粘土层的互层沉积，中含腐植质的粘土层显著减少，但每一沉积韵律层的厚度增大，粒度普遍变粗。这一段是以河流冲积相为主的河湖相沉积。

第四段，包括 24—28 层，厚 122 米，是一套砂砾层、粉砂亚粘土层、亚粘土层和粘土层的互层。砾石被钙质胶结，粘土或亚粘土层中含有少量铁锰结核和钙质结核。元谋人牙齿化石就产在该段第 25 层。这是以河流相为主的沉积。

元谋组中的动物化石，有第三纪残余种和早更新世特有种，动物群的性质接近北方泥河湾动物群，没有发现华南的大熊猫—剑齿象动物群的典型种类。

元谋人化石年代用古地磁法测定距今170万年左右。元谋组地层的年代为153—312万年。

2. 中更新统盐井沟组

四川万县盐井沟洞穴堆积位于万县西南30公里的长江南岸的高地上。这个高地高600—700米，是四川普遍分布的一级夷平面。该级夷平面分布在石灰岩区，发育了许多井状的洞穴，洞穴内的堆积厚度一般在10米左右，包括红色及棕黄色亚粘土，含有大量崩塌及侵蚀残余的角砾。在亚粘土中有大量的动物化石，属于更新世中期。动物群的性质为南方动物群，其中以剑齿象、犀牛、各种鹿、豺、土狼、熊猫、竹鼠等为最多，并有灵长类化石如金丝猴和猩猩，称为大熊猫—剑齿象动物群。

# 第四章　中国的黄土

黄土,是我国北方人民对广泛分布在华北和西北等地区的黄色的、质地均匀的土状堆积物的习用名称，它包括浅黄、棕黄、甚至棕红色的黄土及黄土状沉积。黄土是指原生黄土,即主要由风力作用形成的均一土体;黄土状沉积是指经过流水改造的次生黄土。黄土是第四纪独有的沉积体,它具有特殊的性状和分布规律,这与黄土堆积时的气候环境有密切关系。黄土在北半球各大陆都有分布,但以我国北方的黄土最为典型，分布最广阔，厚度最大,在黄河中游构成了著名的黄土高原。黄土也是一种很肥沃的土层,对农业生产极为重要。但由于黄土区植物稀少,暴雨比较集中,土质又很疏松,易被冲刷,造成严重的水土流失,给农业生产带来一定困难。黄土的岩性和结构使之极易发生塌陷,对工程建设也往往造成一系列危害。研究并掌握黄土的形成规律及其特性，对发展黄土区的工农业生产和研究第四纪时期黄土的沉积环境都具有重要意义。

## 一、中国黄土的研究简史

中国黄土的研究开始于十九世纪末。当时对中国黄土进行调查的有庞培利(R. Pumpelly)、李希霍芬 (F. Richthiofen) 及维里士 (B. Willis) 等人。1870—1877 年，李希霍芬来我国黄土区进行实地考察,探讨黄土成因。他认为黄土是在风力作用和流水作用的影响下,在基岩被风化破碎后,将风化产物搬运到盆地中堆积而成。李希霍芬当时认为中国黄土的厚度为 400 米。后来证明，他的估计是错误的,因为他对黄土地层未作详细的研究，而把黄土之下的上新统地层也包括在黄土之中了。

20 世纪初，瑞典人安特生在«中国北部之新生界»一书中，提出了中国黄土分为原生黄土和次生黄土的观点,并建立了马兰黄土这一名称。奥布鲁契夫 (B. A. Обручев) 对我国黄土进行研究,提出了黄土的风成说,他认为中国黄土是自蒙古戈壁和沙漠地区吹扬而来,指出黄土的分布和沙漠有密切关系。

1929 年以后，德日进和杨钟健对晋陕间的黄土作了详细研究，将黄土划分为马兰黄土及红色土(Reddish clay),并认为红色土是界于三趾马红土和马兰黄土之间的一套新地层。他们把马兰黄土划归为晚更新世,代表真正黄土;把红色土又划分为 A、B、C 三带,分

别属于上新世、早更新世及中更新世。他们还对黄土、红色土及红土中的化石进行了详细研究。

除上述学者外，解放前还有不少中外学者对中国黄土进行了各方面的研究，包括黄土成因和黄土岩性等方面。

新中国成立后，黄土的研究工作受到了各方面的重视，有关部门对黄土进行了多方面研究。从黄土地层，黄土岩性、结构，黄土中的古土壤，黄土工程性质，以及黄土的成因和发育规律等方面，进行了大量的系统的调查和室内研究。从黄土的宏观调查到微观研究，无论在黄土的生产意义或理论意义诸方面都取得了巨大成果。其中中国科学院地质研究所和地球化学研究所第四纪研究室在刘东生教授领导下，对中国黄土研究作出了很大贡献。地质部张宗祜总工程师和西北大学地质系王永焱教授等对中国黄土的成因、水文及工程地质性质的研究和黄土地层的研究，同样取得了重大成果。这是因为在新中国成立以后，由于工农业生产的迅速发展，提出了迫切要解决的黄土与生产实践有关的研究课题，推动了黄土研究工作的开展，总结出许多有关黄土理论研究的新成果。据刘东生、安芷生等的总结，建国三十年来，中国黄土的研究可分为四个阶段：

1958 年以前，黄土研究者在生产实践中发现"马兰黄土"的概念已不足以概括中国黄土地层的全貌，对"什么是黄土"这一问题引起了重视和讨论，以便在生产实践中合理运用和推广黄土研究的成果。这期间中国科学院组织了黄河中游水土保持综合考察队，对黄土高原进行考察，从黄土时代、岩性和成因等方面，进行了"新老黄土的划分"、"砂黄土和黄土的划分"、"原生黄土和次生黄土的区别"等研究工作。

1959—1962 年，研究了黄土的形成条件、岩石性质、时空分布规律及黄土地层的划分，将中国黄土类型划分为上更新统马兰黄土、中更新统离石黄土和下更新统午城黄土，将黄土高原的黄土岩性划分为砂黄土、黄土和粘黄土三个带，确认黄土物质是风力搬运的产物。这期间刘东生等编著了《中国的黄土堆积》、《黄河中游的黄土》，张宗祜等编著了《中国黄土及黄土状岩石》等专著。

1962—1966 年，深入研究黄土的基本性质，包括黄土的物质成分和结构。初步讨论了砂黄土、黄土和粘黄土带的黄土物质成分和结构及其与物理力学性质的关系，从物质成分和结构的研究讨论了黄土湿陷性的原因等。利用微形态学方法研究黄土和古土壤的结构，对黄土中的古土壤进行了全面的研究，确认古土壤属于褐色土型的古土壤。在此期间，开始引用数理统计的方法研究黄土的粒度组成。从黄土的物质成分和结构特征探讨黄土形成时期的古气候。代表性的专著为刘东生等编著的《黄土的物质成分和结构》。此外，在陕西蓝田县的老黄土中发现了"蓝田猿人"。

1966 年以后，在前一阶段对黄土地层、物质成分和结构研究的基础上，更密切地与生

产实践结合起来，为黄土区的找水、工程建设以及改造黄河等方面，提供了充分的研究成果。同时，运用其它学科的新技术和新方法研究黄土地层年代及物质成分和结构，进一步认识黄土堆积和演化的历史。运用地质学、气候学、生物学、土壤学、地球化学和数学等不同学科的概念和知识进行黄土堆积和演化的综合研究，把黄土研究从定性描述提高到定量分析和建立模式的新水平。根据古地磁年代学的研究，中国黄土可能是从距今约160万年前的奥尔都维事件时期开始发育的，午城黄土是在松山倒转极性世的中晚期堆积的。应用数学方法深入研究，确立了黄土的堆积演化模式，气候曲线方程。刘东生、安芷生等在《中国黄土的堆积与演化》一文中提出了中国黄土堆积和演化系列，强调了黄土是由温湿的森林草原和森林气候向干冷的荒漠草原气候转化的不同阶段的产物，但指出这种演化系列只能反映现今所观察到的情况，并非所有黄土都按上述系列演化。根据黄土及黄土中古土壤的演化类型，建立了70万年以来黄土高原自然环境的变化系列，建立了距今40万年以来黄土高原气候变迁曲线。

我国黄土的未来研究，应在继续深入开展黄土地层年代、物质成分、地球化学和古气候研究的基础上，注意从黄土堆积演化的完整体系研究黄土的发生发展历史，注意定量的研究和模拟黄土形成环境和未来的发展趋势，注意黄土基本性质和物理力学性质的关系，注意黄土高原第四纪以来地质作用的规律性，为综合利用和开发黄土高原的水土资源，提出改造黄河的合理方案。还要继续引用边缘学科的新技术和新方法，特别是数学的方法进行黄土的研究。

## 二、中国黄土的分布

中国黄土主要分布在我国北方的广大地区，在地理位置上，界于北纬34°—45°之间，呈东西向带状分布，位于北半球中纬度沙漠—黄土带东南部。黄土分布还与东西向山脉的走向大体一致，昆仑山、秦岭、泰山一线以北黄土分布广泛，在黄河中游地区，黄土厚度最大，分布最普遍，形成黄土高原。中国黄土分布与欧洲黄土分布相比较，前者在纬度上偏南近15°，这说明我国黄土分布与中纬度沙漠黄土带关系密切，而与大陆冰盖无甚关系。

在气候带上，黄土区属于干旱和半干旱气候区，以西、以北与沙漠相连，降水量在250—500毫米之间，干燥度在1.25以上，属于干草原和草原景观。黄土中的哺乳动物化石为干旱草原性的动物群，有鼢鼠类、马类、驼鸟等；黄土中的植物花粉以草本占优势，如蒿属、藜科、禾本科等。这些都反映出黄土是在干旱气候条件下堆积的。

中国黄土的总面积为380,840平方公里，黄土状沉积的总面积为254,440平方公里。

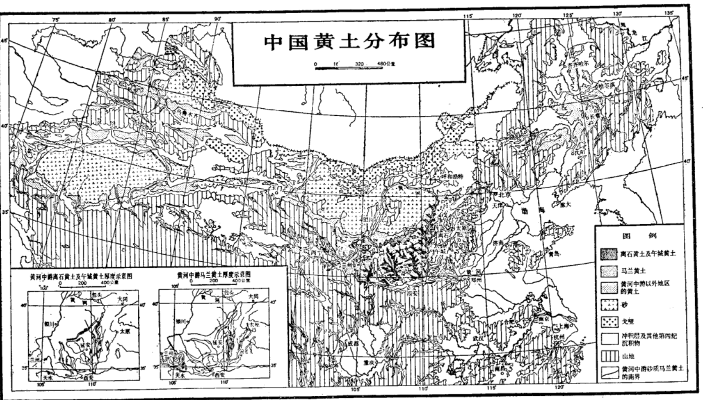



图 4-1　中国黄土分布图(据《中国的黄土堆积》)

其中黄河流域黄土面积为317,600平方公里,而黄河中游又占其面积的72%左右。

中国黄土分布的高度变化很大,从海拔数十米直到3000米均有黄土分布,少数地方还超过3000米,甚至达到4000米高度。但大面积的黄土多分布在2000米以下,陕甘黄土塬区在900—1100米左右,山西地区在1000米左右,太行山以东地区从200多米至数十米。

黄土分布高度具有明显的坡向性,迎风坡即山地西坡和北坡,分布较高,背风坡即东坡和南坡,分布较低,如吕梁山北部的荷叶坪一带,西坡分布高度为2000米,东坡降为1800米。又如六盘山北段,北坡黄土分布在2070米,而南坡则降至1500米左右。这种现象与黄土的搬运营力——风力作用方向有关。此外,黄土分布高度变化的总趋势是西高东低或西北高而东南低,与我国地形自西而东由高降低的变化趋势一致。

不同时代的黄土分布并非完全一致。早更新世的午城黄土出露在陕西省泾河和洛河中下游地区以及山西吕梁山西南部,其它地区少见,或尚未发现,分布面积较小。中更新世离石黄土分布面积很广,西起青海湟源,向东经甘肃、陕西、山西,直到太行山以东,在高低起伏的基底地形之上,无论是分水岭和山坡上,或是盆地与河谷之中,都有离石黄土分布。晚更新世马兰黄土分布最广,西起天山,向东经柴达木、河西走廊、甘肃、陕西、山西、太行山直到山东半岛,南自秦岭,北至长城,均有大面积的马兰黄土分布。

总之,中国黄土分布以黄河中游为中心,向周围扩展,尤其以东西向延伸最为明显。各时代的黄土分布面积,由早期至晚期,逐渐扩大,连续超覆,特别是马兰黄土掩埋了它以前的所有黄土及一些低缓起伏的地形。这种现象可能同第四纪以来气候逐渐变干与风力作用不断加剧有关(图4-1)。

## 三、中国黄土的厚度

中国黄土的厚度各地不一,各时代的黄土厚度也不一致。黄土厚度变化受多种因素影响,其中以气候因素和地形因素以及所在的地理位置关系最大。据中国科学院地质所和地化所的研究,黄土厚度主要取决于黄土粉尘物质距离源区的远近和可能在该区域沉降的数量。

我国黄土堆积中心位于陕西省泾河与洛河流域的中下游地区,最大厚度可达180—200米,自该区向东向西均减薄(图4-2)。六盘山以西厚约10—50米;吕梁山以东厚约50—100米;太行山以东厚约10—40米。但黄土类型不同,厚度亦不同。

马兰黄土的厚度中心位于六盘山以西的陇中盆地,最大厚度50米左右。在陕西马兰黄土厚约20—30米,再向东仅厚10米左右。马兰黄土的厚度变化在黄河中游地区还有自

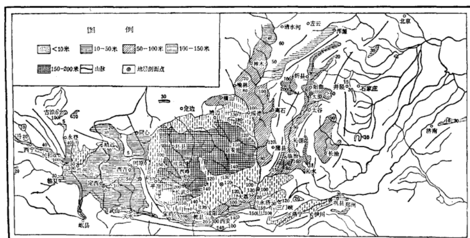



图 4-2　中国黄土厚度分布示意图

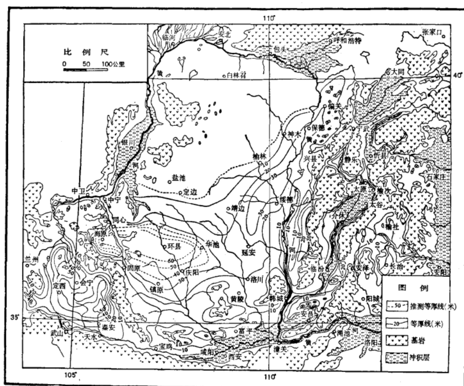



图 4-3　黄河中游马兰黄土等厚线图(据《中国的黄土堆积》)

北向南逐渐变薄的趋势，陕北一带厚约 30—35 米，向南至延安为 20—25 米，再南至洛川为10—15 米，洛川以南多在 10 米以下(图 4-3)。

离石和午城黄土以陕西的泾河与洛河流域厚度最大，可达 175 米。由该区向北厚度减薄，到延安、靖边一带厚约 100—125 米；六盘山以西厚 20—30 米；山西，南部较厚，可达百米，其它地区厚约数十米；三门峡一带厚达 150 米左右；太行山以东厚约 10—30 米。离石黄土在黄土地层中厚度最大，它构成了黄土高原的骨架，而马兰黄土和午城黄土均较薄(图 4-4)。

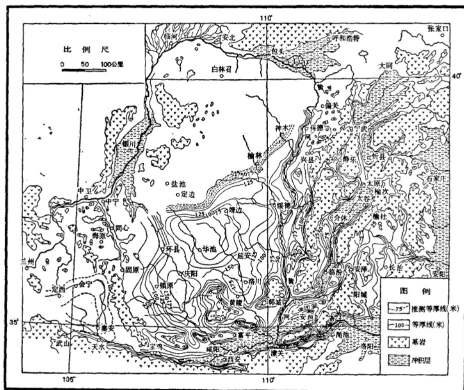



图 4-4　黄河中游离石-午城黄土等厚线图(据《中国的黄土堆积》)

## 四、中国黄土地层

中国黄土不仅分布广，厚度大，而且在沉积时代上也不同。自早更新世到晚更新世，甚至全新世都有黄土及黄土状沉积物形成。各时期的黄土无论岩性、化石以及层位关系

都有它们各自的特点，但又有共性。根据上述情况，刘东生等将黄土分为早更新世午城黄土、中更新世离石黄土及晚更新世马兰黄土。

### I. 午城黄土

标准地点位于山西省隰县午城镇，黄土覆于一层砾石层之上，颜色较红，含红色埋藏土，底部的黄土层中偶夹小石粒，层理不清楚，含砂砾数量极少，推测形成时，不可能有较强的流水活动。

在午城地区，这一套黄土向上与离石黄土直接接触。午城黄土顶部最上一层的埋藏土壤层的表面有被破坏的现象，就以此作为午城黄土和离石黄土的分界线。在午城黄土中发现了长鼻三趾马、三门马、中国貉和步氏大角鹿化石。啮齿类化石较少。从哺乳动物化石来看，早更新世的环境较为湿润，自中更新世以后才逐渐变为干旱环境。

### II. 离石黄土

以山西离石县的陈家崖为典型分布区。离石黄土分布面积广，厚度大，它是构成黄土高原的主要基础，为塬、梁、峁地形的骨架。离石黄土直接覆盖在午城黄土之上，或直接覆在不同时代的其它岩层之上，顶部被马兰黄土所覆盖或直接裸露在地表。离石黄土一般厚约 100 米左右，塬区更厚，其特点是自上而下普遍含有红色的埋藏土壤层。根据其中存在一显著的不整合面，可将其分为上、下两部，即离石黄土上部和离石黄土下部。

离石黄土上部颜色为棕黄色，含有 5—6 层埋藏土，均较厚，间距较大，地形上多成陡壁。含较多方氏鼢鼠化石。离石黄土下部颜色较红，土质较硬，含十几层埋藏土壤及钙结核，但古土壤层的厚度均较薄，间距较小，地形上常成缓坡。其中含丁氏鼢鼠(*Myospalax tingi*)、赵氏鼢鼠(*Myospalax chaoyatseni*)和阿氏鼢鼠(*Myospalax arvicolinis*)化石，以及肿骨鹿(*Sinomegaceros pachyostus*)等化石。根据所含化石情况和地层接触关系，将下部的时代定为中更新世早期，而把上部定为中更新世晚期。

午城剖面的离石黄土中孢粉的成分基本上以蒿属、藜科、禾本科占优势，木本植物极少，植被具有草原的性质。在埋藏土壤中发现很多较完整的植物残体，黄土中植物残体甚少，且多已碳化。埋藏土中的孢粉分析结果，发现其中含有松属、云杉属、香蒲属、禾本科、藜科、菊科、蒿属和真藓纲(Bryales)。证明在红色古土壤形成时期，有稀疏的松柏目等木本植物生长，并且生长有较多的禾草类等杂草植物，水池旁生长有香蒲。这些植物反映了半干旱性的气候环境，但仍有相当湿度。

表 4-1 黄土地层对比表

| 地质时代 | | 德日进、杨钟健 (1930 年) | 中国的黄土堆积 (1965 年) |
|---|---|---|---|
| 第四纪 | 全新世 | 次生黄土 | 次生黄土及砂砾层 |
| | 晚更新世 | 马兰黄土 | 马兰黄土 |
| | 中更新世 | 红色土 C | 离石黄土上部 |
| | | | 离石黄土下部 |
| | 早更新世 | 红色土 B | 午城黄土 |
| 第三纪 | 上上新世 | 红色土 A | 三趾马红土 |

## III．马兰黄土

马兰黄土和离石黄土岩性区别明显，淡灰黄色，较疏松，柱状节理发育，无层理，易产生陷穴和天然桥。除塬区外，多数情况下马兰黄土覆于离石黄土的剥蚀面之上，二者之间界线清楚，容易划分。马兰黄土广泛分布在黄河中游地区、华北平原及山麓地带。马兰黄土原指发育在北京西山斋堂一带马兰阶地上的黄土状物质和砂砾石层。马兰阶地位于永定河支流清水河河谷左岸马兰村附近，高出河水面 30—40 米。在马兰村阶地上并无黄土，整个阶地是由松散的黄土状沉积及砂砾石层组成，但在斋堂村北的山坡上有黄土覆盖。马兰黄土中的化石一般石化不深，含有较多的鸵鸟蛋及蛋碎片，并含有方氏鼢鼠。

黄土地层在黄土高原地区较全，从早更新世经中更新世到晚更新世，甚至全新世都有沉积。这些沉积不是连续的，其中剥蚀面的存在和埋藏土层的发育就可证明。黄土剖面在塬区可能较完整，在丘陵地区和近河谷地区往往和第四纪其它类型的沉积或成互层




图 4-5 黄土不整合接触关系剖面素描（剖面长约 170 米，厚 50 米）
（据《中国的黄土堆积》）
1. 三趾马红土 2. 离石-午城黄土 3. 马兰黄土

或成横相过渡。在许多剖面上可以看到不同时期的黄土与河湖相沉积物叠覆交替出现。马兰黄土和离石黄土之间存在一剥蚀面，多出现在黄土梁和黄土峁区。离石黄土上下部之间也有剥蚀面存在，但往往通过古土壤层的变化表现出来，下部的古土壤与上部的黄土呈不整合接触(图 4-5)。

## 五、黄土的岩石性质

黄土的物质组成，不论是它的颗粒成分或矿物成分，在空间分布和时间分布上都有一定规律性。黄土中的颗粒以粉砂占优势，一般在50%以上，粘土占15—30%，细砂不到30%。大于0.25毫米的颗粒极少。矿物成分以石英为主，占50%以上，其次为云母、角闪石、长石等。

### 1. 黄土的粒度成分

黄土的颗粒组成在不同地区各粒级所含的百分比不相同，但其变化是有规律的，即自北而南，自西而东，颗粒由粗逐渐变细。不同时代的黄土各粒级的百分含量也有差异，老黄土较细，新黄土较粗。

(1)马兰黄土的粒度成分(平均含量)：

细砂 23.4—30.2%；

粉砂 52.5—60.7%；

粘土 15.6—20.3%。

表 4-2 马兰黄土粒度成分平均值的空间变化

| 地区 | 粒级含量 % | | |
|---|---|---|---|
| | >0.05 (mm) | 0.05—0.005 | <0.005 |
| 山东 | 8.95 | 64.7 | 25.7 |
| 山西 | 27.2 | 53.56 | 19.09 |
| 陕西 | 30.29 | 52.61 | 17.00 |
| 甘肃陇东 | 23.62 | 60.69 | 15.69 |
| 甘肃陇中 | 24.97 | 56.36 | 18.59 |
| 甘肃陇西 | 23.47 | 56.1 | 20.37 |
| 青海柴达木 | 41.93 | 41.25 | 16.81 |

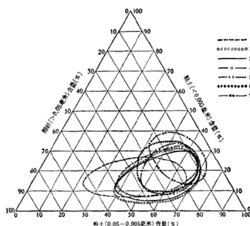


图 4-6 中国各地马兰黄土粒度成分变化比较图
(据《中国的黄土堆积》)
1. 柴达木 2. 甘肃陇东(六盘山以东) 3. 陕西
4. 甘肃陇西(六盘山以西) 5. 山西 6. 甘肃陇西及青海东部 7. 山东

(2)离石-午城黄土的粒度成分(平均含量):

细砂 14.12—27.69%

粉砂 47.69—62.84%

粘土 22.14—23.04%

总之，马兰黄土和离石-午城黄土各粒级的含量和变化幅度十分近似。所不同者，离石-午城黄土在颗粒成分上和马兰黄土相比，细砂含量普遍减少，粉土含量增加，粘土含量较高。

粒度成分分析结果证明，黄河中游地区黄土粒度成分，不论甘肃的陇中、陇东，或陕西、山西，>0.05毫米粒级的含量，由北向南逐渐减少，而<0.005毫米粒级的粘土含量则逐渐增加。

表 4-3 离石—午城黄土粒度成分平均值的空间变化

| 地区 | 粒级含量 % | | |
|---|---|---|---|
| | >0.05 mm | 0.05—0.005 | <0.005 |
| 山西 | 32.16 | 41.25 | 26.68 |
| 陕西 | 22.09 | 53.49 | 24.47 |
| 甘肃 | 14.11 | 62.84 | 23.04 |

(3)黄土的粒度分类

不同时代黄土粒度成分均以粉土占优势，含量在50%以上。例如，山西午城镇的黄土剖面，各层黄土中粉土平均含量为53.78—61.88%，其中粗粉土(0.05—0.01毫米)含量经常大于细粉土。

黄土中的细砂和粘土含量各地区变化很大，而粉土含量比较稳定。根据细砂、粘土的含量变化可将黄土分为:砂黄土、黄土和粘黄土。

**砂黄土** 以柴达木盆地的黄土为代表，细砂含量高，变化大，粘土含量低。细砂含量最低占20.5%，最高可达64.0%，绝大多数含量在35%以上，平均为41.93%。相反粘

土含量则比较低，含量变化在11.5—28.5%之间，平均含量为16.81%。粉土平均含量占41.25%。

黄土　以黄河中游黄土为代表，颗粒成分主要集中在0.1—0.005毫米之间。其中陕西、陇中、陇东的黄土，细砂含量最低为11.10%，最高可达50%左右，平均含量为23.62—30.29%；粘土含量最低为7%，最高可达30.4%，平均含量为15.69—18.59%。山西黄土的细砂含量平均在23.47—27.20%，而粘土含量与前者不同，均在11.5%以上。

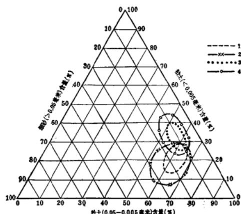


图4-7　山西隰县午城不同时代黄土粒度成分变化比较图(据《中国的黄土堆积》)
1.马兰黄土　2.离石黄土上部　3.离石黄土下部　4.午城黄土

粘黄土　以山东黄土为代表，细砂含量低，粘土含量高。细砂含量平均为8.95%，粘土含量变化在21.99—35.75%之间，平均含量25.74%。

总之，在砂黄土中，细砂含量>30%，粘土含量<15%；黄土中，细砂含量占15—30%，粘土含量占15—25%；粘黄土中，细砂含量<15%，粘土含量>25%。黄土的颗粒组成直接表现在黄土的岩性、结构、物理性质、地层层序以及地貌特征等方面。

## Ⅱ. 黄土的矿物成分

黄土的矿物成分包括碎屑矿物、粘土矿物及自生矿物。碎屑矿物主要有石英、长石、和云母三大类，也称轻矿物。这三类矿物的总含量占所有碎屑矿物含量的80%。石英在黄土中的含量可超过50%，主要出现在大于0.01毫米的粒级中(即粗粉土以上的粒级)，在小于0.01毫米的粒级中石英含量显著减少。石英粒多呈棱角状和半棱角状，无色透明者居多，有的表面带有铁染，贝壳状断口。长石主要成短柱状或三棱形，表面风化微弱，一般都很新鲜，而埋藏土中的长石则呈现强烈的风化现象。云母多成椭圆形鳞片状，白云母风化微弱，黑云母风化显著。

黄土中的重矿物多集中在0.1—0.01毫米的粒级中，尤其是0.05—0.01毫米粒级中重矿物含量最多。重矿物中有辉石、角闪石、绿帘石、绿泥石、磁铁矿等。普通辉石呈深绿色，普通角闪石呈浅绿色，并具有多色性。辉石和角闪石类矿物表面有轻微风化痕迹，颗粒棱角不显著。绿帘石呈短柱状或粒状，以黄绿色或柠檬黄色为主。此外，黄土中的碳酸

盐类矿物含量较多,以方解石为主,占 20—30%。

黄土矿物中的轻矿物(比重＜2.9)含量约占矿物总含量的 90—96%,重矿物(比重＞2.9)一般只占 4—7%。轻矿物含量占优势反映了当时黄土的搬运营力性质。马兰黄土的细砂粒级中,石英和长石占主导地位,石英含量占 49—64%,长石(以正长石为主)占 29.94—43.00%。不同时代的黄土,矿物成分不论其种类或含量,既具有极大的相似性,也有一定差异。普通角闪石和普通辉石以离石黄土上部含量最大,在午城黄土中含量最低;柘榴石、电气石在午城黄土中含量很大,马兰与离石黄土中含量都较小。

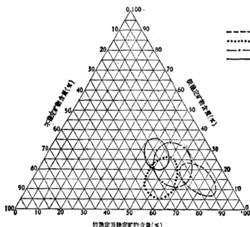



图 4-8　中国各地黄土中重矿物含量比较图
(据《中国的黄土堆积》)
1.山东　2.山西　3.陇中(六盘山以西)
4.陇东(六盘山以东)

粘土矿物主要有伊利石、蒙脱石、拜来石、高岭石、针铁矿和含水赤铁矿等,粒径小于 0.001 毫米,含量一般为 10—20%。

上述情况可看出,中国各地黄土中的矿物成分与含量无论在水平方向或垂向上都十分类似,受当地的构造、岩性、地貌等条件影响不大,与附近基岩无甚关系。但在黄河中游地区马兰黄土中不同比重矿物自北而南有一定规律的变化,比重大的矿物自西北向东南逐渐减少,相反,比重小的矿物则逐渐增多。这种变化规律与颗粒成分的南北方向性变化是吻合的,反映出黄土物质来自西北方。另外,中国各地黄土矿物成分种类十分复杂,说明矿物成分不是来自某地区的某一种岩石,而是来自许多地区

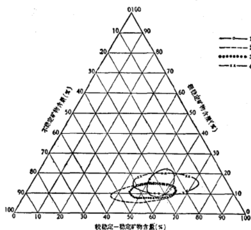



图 4-9　山西隰县午城不同时代黄土中重矿物成分比较图
(据《中国的黄土堆积》)
1.马兰黄土　　2.离石黄土上部
3.离石黄土下部　　4.午城黄土

的多种岩石，在搬运过程中高度混合，形成既复杂又均匀的黄土矿物成分。

黄土的矿物成分大都未受剧烈风化，风化程度很微弱，象黑云母、斜方辉石及碱性角闪石等矿物保存得都很好。表明中国黄土是在极为干燥的气候环境中形成的，是由风力搬运而堆积的(图 4-8,9)。

### III．黄土的化学成分

黄土的化学成分与其所含的矿物成分密切相关，其中二氧化硅占优势，其次为$Al_2O_3$、$CaO$，再其次为$Fe_2O_3$、$MgO$、$K_2O$、$Na_2O$、$FeO$、$TiO_2$和$MnO$等。马兰黄土中$SiO_2$含量的平均值为 53.54%，$Al_2O_3$为 11.11%，$CaO$为 8.72%，$Fe_2O_3$为 4.16%。

离石-午城黄土中，$SiO_2$的平均含量为 53.53%，$Al_2O_3$为 11.48%，$CaO$为 8.05%，$Fe_2O_3$为 4.67%。

表 4-4　黄土的化学成分(%)(据«中国的黄土堆积»)

| 化学成分 | 马兰黄土 | 离石—午城黄土 |
|---|---|---|
| $SiO_2$ | 48.24—63.54 | 39.34—61.3 |
| $TiO_2$ | 0.11—0.85 | 0.25—0.9 |
| $Al_2O_3$ | 7.77—14.61 | 7.83—14.79 |
| $Fe_2O_3$ | 2.15—6.14 | 2.98—7.32 |
| $FeO$ | 0.46—1.72 | 0.34—2.46 |
| $MnO$ | $<0.35$ | $<0.35$ |
| $CaO$ | 3.52—12.92 | 4.83—19.25 |
| $Na_2O$ | 1.82—2.32 | 0.28—2.0 |
| $K_2O$ | 0.2—2.44 | 1.24—2.28 |
| $MgO$ | $<6.63$ | $<9.26$ |

#### 1．黄土化学成分的变化规律

马兰黄土中$SiO_2$、$Fe_2O_3$、$MnO$的含量由东向西逐渐减少，$FeO$、$CaO$、$K_2O$等的含量则由东向西逐渐增加。离石-午城黄土的化学成分变化规律和马兰黄土相似。

不同时代黄土的化学成分，除在东西方向上有变化外，在南北方向上也有一定变化。马兰黄土在山西地区，$Al_2O_3$和$Fe_2O_3$的含量自北而南逐渐增加，$FeO$和$Na_2O$的含量自北而南减少。在陕西，总的变化规律和山西相似，甘肃陇东地区也如此。离石-午城黄土

化学成分在南北方向上的变化和马兰黄土也基本相似。

不同时代的黄土，以山西隰县午城剖面为例，化学成分基本相似：$SiO_2$ 的含量均占50%以上，$Al_2O_3$ 的含量大多占8%以上。$Fe_2O_3$ 和 FeO 的含量一般较稳定，变化幅度较小，$Fe_2O_3$ 含量多超过2.5%，FeO 含量在0.81—2.64%之间。CaO 含量变化很大，在1.94%—39.99%之间。在垂向上，不同时代黄土中的 $SiO_2$、FeO、$NaO_2$、$KO_2$、MnO 等成分，自下而上含量有逐渐增多的趋势，相反，$Al_2O_3$、$Fe_2O_3$ 的含量有逐渐减少的趋势。

午城剖面不同时代黄土化学成分的类似性与其矿物成分的类似性有密切关系。化学成分的类似也反映了粉土成分来源的共同性和沉积过程中的稳定性。

2.黄土中易溶盐类的含量

易溶盐类主要有三大类，即氯化物、重碳酸盐、硫酸盐，其中以氯化物和重碳酸盐含量最多。含量的平均值愈向西愈高，有自东向西逐渐增加的趋势。

马兰黄土中易溶盐类含量：

山西 0.32%

陕西 0.31%

陇东和陇中 0.47%

离石-午城黄土中易溶盐类含量：

山西 0.25%

陕西和陇东 0.33%

陇中 0.50%

3.黄土的酸碱度(pH)

各地马兰黄土 pH 值的变化范围为6.2—8.6，各地离石-午城黄土为5.8—8.8。马兰黄土 pH 最低值在山西，平均值为7.0；最高值在陇中，可达7.5。pH 值自山西向陕西、陇东、陇中依次增加。离石-午城黄土的 pH 值也自东向西加大，例如，山西为6.4，陕西为7.3，陇东为7.4，陇西为8.3。所以不论马兰黄土或离石黄土，pH 值变化皆自东而西逐渐增加。南北方向上变化不太明显，但是数值较大的 pH 值出现在北部。

黄土 pH 值的变化同降水量、蒸发量有关，也就是同气候的干湿有密切关系。黄河中游的黄土大多数呈碱性或弱碱性和中性反应，酸性反映的较少。不同时代和不同地区的黄土 pH 值的差异性，也与当时当地的地貌条件有关，黄河中游黄土丘陵区 pH 值大，塬区较小。

## 六、黄土中的古土壤与钙结核

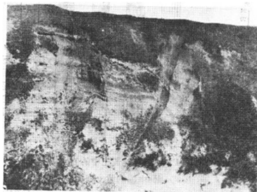
### 1.古土壤

我国北方新生代晚期土状堆积物中常见有古土壤分布，其中尤以黄土高原地区黄土中最为普遍，古土壤层的数目常可达十几层以上。在离石黄土中经常见到红白黄相间出现的古土壤粘化层、钙积层和黄土层。古土壤条带是中国黄土发育的重要特征，以离石黄土中最为发育，而马兰黄土中则不甚发育。



照片4-1　离石黄土中的古土壤
(陕西蓝田陈家窝子)(王哲夫摄)

黄土主要是风力作用堆积而成的土体，经常在大气环境影响下，所以有较多的成土机会，特别是当黄土堆积速度减缓时，土层裸露地面，在水、大气和生物的直接作用下，使之向土壤转化，因此，黄土层中形成了若干层古土壤。在黄土高原的黄土剖面中可见到极为醒目的红白相间的古土壤层，土层疏密不等，有的呈水平状，有的呈倾斜状，也有的相互交错，夹于黄土层中。古土壤层的顶面亦即当时的古地面。古土壤层的产状往往代表古地面的起伏状况(图4-10,11)(照片4-1,2)。



照片4-2　黄土中的古土壤及钙积层
(陕西蓝田白马河左岸)

朱显谟等土壤学家根据多年的研究，确定了黄土中古土壤化作用及古土壤类型。黄土中出现的红白黄相间的层次是古土壤的发生层次，而不是沉积层次。古土壤剖面具有固定的发生特征，至少具有分化明显的三个发生层段，即质地比较粘重的粘化层，富含碳酸盐新生体的钙积层，比较纯质均匀的黄土母质层。古土壤剖面中，

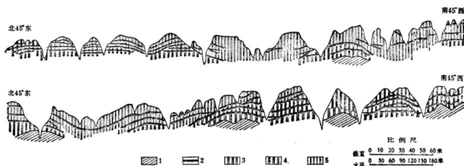



图 4-10 陕西铜川黄土中的古土壤(据《中国的黄土堆积》)

1. 基岩 2. 埋藏土 3. 午城黄土 4. 离石黄土下部 5. 离石黄土上部

表层是腐植质层及粘化层,腐植质含量上多下少,黄土母质中最少。古土壤各发生层段之间,在形态上并无固定的明显分界线,从上层到下层是逐渐过渡的,在分界的地方常常交错起伏,很不整齐。各层古土壤的厚度也不一致,薄者20多厘米,厚者可达2米,一般厚约半米到一米。古土壤层的厚薄同它顶部所具有的坡度紧密相联。当初它们裸露地面承受成土作用,经受地表径流的侵蚀,之后再被下一次黄土沉积所掩盖。

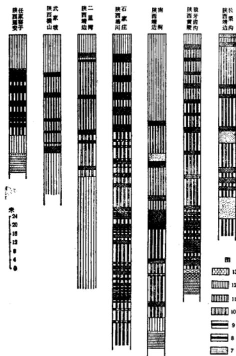


图 4-11 陕西各地黄土中的古土壤层次(据《中国的黄土堆积》)

1. 砾岩 2. 砂岩 3. 泥灰岩 4. 亚粘土 5. 粘土 6. 石灰质结核 7. 细砂 8. 黑垆土型埋藏土 9. 褐色土型埋藏土 10. 离石黄土下部 11. 离石黄土上部 12. 马兰黄土 13. 黄土状亚砂土(黄土状岩石)

各地黄土中所出现的古土壤层数并不一致,各层间的间距也很不规律,有的相距数米至十米以上,有的互相紧接,甚至形成二个古土壤剖面相互重叠的现象。这种情况表明,在黄土沉积过程中,各个间歇期间,各地黄土的沉积情况不一致,沉积地区的古地貌也不相同,黄土沉积以后所遭受的侵蚀和再沉积作用也各不相

同。一般黄土塬区的古土壤层较多，河谷中与坡地上古土壤层较少。

不同时代黄土层中的古土壤类型和化学性质也不同，这反映了当时沉积环境的差别。马兰黄土中古土壤不甚发育，一般只有1—2层黑褐色古土壤，属黑垆土型，粘化层和钙质淀积层不发育，代表草原气候下的产物。

离石-午城黄土中的古土壤属于褐色土型，以棕红色的粘化层和白色钙质淀积层为鲜明特征，土壤层可多达30余层，少者也有十余层。剖面特征是：

A．粘化层：棕红色或深红色，原来表层的腐植质层部分已被破坏，只剩下粘化层，质地粘重，其厚薄和颜色深浅，同分布区的气候、埋藏时间以及原始地形部位等有密切关系。气候湿润，地形平坦，发育的厚度较大，色调深暗。



照片 4-3　黄土中的古土壤及钙质结核

B．白色钙质淀积层：黄土中的碳酸盐在成土过程中被淋失淀积在粘化层下部和黄土母质层的上部，形成碳酸盐新生体——结核层或钙积层，它和粘化层同时形成。碳酸盐来源于土壤表层和粘化层中。当结核或钙质结盘出现以后，下渗水受到阻挡，加强了下渗水的补给，该层更加速发育，最后形成厚层的坚硬的不渗水的钙积层（照片 4-3，4）。



照片 4-4　黄土中之古土壤及钙质结核
（陕西蓝田）

C．黄土母质层：质地均匀的纯黄土，位于钙积层下部，色棕黄，较疏松。

离石黄土上部保存有5—6层古土壤，土层之间常隔以较厚的黄土，土壤产状大致呈水平或近于水平，彼此平行叠覆出现。在倾斜的古地形上则呈倾斜状。在陕西洛川塬和陇东董志塬的离石黄土剖面中，自上而下的第五层古土壤发育最好，厚度也大。离石黄土下部，古土壤层次多，厚度小，间隔也小。

这些古土壤是在森林草原气候环境中形成的。当时气候温暖湿润，有明显的干湿季节，以生长草原植物为主，并有旱生森林和灌丛。黄土虽是在干寒的气候条件下形成的，

但在其形成过程中有多次间歇，因此，发育了古土壤层，这表明黄土形成区的气候有着多次干寒—温湿交替的周期性波动。古土壤的发育在空间上表现有南强北弱和东盛西衰的特点，以黄土地区的南部成土作用最为明显。

2. 钙结核

在黄土古土壤层下部的白色钙质淀积层常以结核形式表现出来。结核的形状多种多样，有长柱状、不规则树枝状及圆球状等；结核的大小不一，一般长约15—25厘米，宽5—10厘米，大者可长达半米，宽30厘米，小者仅数厘米；结核的排列，或者有序地竖立在粘化层底部，或者分散在土层之中，也有的结成大型钙盘。

结核的结构，包括两种，一种是结核生长较好形成的结构，断面为同心圆状，有时呈龟裂状或放射状；另一种是钙质富集于土体中，形成土块状，与黄土结构相似，为致密块状，还含有黄土的碎屑和蜗牛化石。

结核的微结构，据镜下薄片观察，离石黄土上部的结核为碳酸盐和粘土粒混杂的胶结物及少量碎屑颗粒组成，碎屑成分主要为石英、长石和少量方解石。离石黄土下部和上部相似，但在孔隙中有细粒方解石聚集体。

不同时代黄土中结核的形状、大小、排列等都有较大区别。离石黄土上部结核较发育，形状多种多样，以竖排的柱状结核为多，结核与围岩界限清楚；离石黄土下部多为大型结核，并往往结合成盘；马兰黄土中结核较少，而且多为分散状的小型结核。

以洛川黄土剖面为例：马兰黄土中，钙质结核零星分布，在黑垆土型古土壤底部很少见结核，有时出现白色碳酸盐假菌丝的淀积。离石黄土上部，钙质结核个体较小，成形显著，多直立排列，稀疏分布，结核的矿化度较强，经常出现在红色粘化层的底部，彼此相连成层分布。离石黄土下部结核有所增大，比较密集。午城黄土中的结核个体大，形成不好，多成块状，平卧于埋藏风化层的底部或黄土层中，与黄土界限不清，呈土块状或板状水平分布，属矿化度弱的结核。午城黄土底部结核层次不明显，表现为结核与黄土的混杂堆积。

洛川黄土剖面中$CaCO_3$的含量变化趋势是从下向上逐渐增加，这表明第四纪以来气候逐渐变干。但在$CaCO_3$含量的升高过程中，还有周期性的起伏变化。

总之，黄土中古土壤层的研究，不仅有助于了解黄土的堆积和演化，而且是研究第四纪古气候和重建古地理的主要依据。我国黄土地层所跨时间长，厚度大，分布广，古土壤发育，它记录了第四纪以来各阶段沉积环境的基本情况，每层古土壤代表一次沉积间断或黄土沉积速度小于成土作用的阶段，离石黄土中的多层古土壤反映出有过多次沉积间断，这种间断是因气候条件的变化而引起的。现在的黄土高原年降水量在450毫米以下，年平均最低温度为−5℃，年平均最高温度10℃，属于半干旱气候。第四纪黄土堆积期的气

候条件属于干寒气候。古土壤发育时期的气候条件可能近似于现今长江流域，年降水量850毫米，年平均最低温度2℃，最高温度18℃，有利于成土作用。第四纪以来古气候变化的记录在黄土层中保存最为完整，可与大洋岩心记录相比拟。离石黄土中多层古土壤的存在，表明当时气候波动极为频繁，而在马兰黄土中则比较单一。

## 七、黄土的物理性质与工程性质

黄土土体质地较为疏松均匀，孔隙发育，具有垂直节理，渗水性强，易崩塌，易沉陷，对工程建设极为有害。研究掌握黄土的物理性质和工程性质具有重要意义。

### 1. 黄土的孔隙

黄土以粉土为主，颗粒之间结合得不紧密，有许多孔隙，孔隙向下作垂直延伸，使黄土的吸水能力加强，透水性增高。

黄土的孔隙呈不规则的圆形管状细孔，孔径一般为0.5—1毫米，长度达1—2米，多数成密集的孔隙，向下垂直排列，上下贯通，下部常有若干分枝，好象植物根系一样。所有孔隙内壁均附有白色的碳酸钙薄膜，孔壁十分坚硬，可能是因碳酸钙的胶结所致。有的孔隙内有腐烂的植物根系痕迹。

黄土孔隙的分布，仅限于接近地表的淋溶层中，在其以下则比较少见。因此它是随深度的增加而逐渐减少的。其成因在某种程度上，与潜水的淋溶作用有关。

黄土的孔隙度一般常在40—50%之间，但随黄土的成因不同，孔隙度也不一样，风成黄土的孔隙度大，冲积、洪积黄土的孔隙度小。

关于黄土孔隙的成因，了解得还不很清楚，过去有人认为与植物根茎的腐烂有关，也有人认为与黄土的透水性和具有可溶性盐类有关。现在看来与水的作用关系较大，再加上黄土岩性的特征，使之产生了复杂的物理变化和化学变化。此外，在干燥与半干燥气候条件下，干湿季节的交替变化，也影响黄土孔隙的生成。在多雨的季节，雨水渗漏淋溶，黄土中可溶盐类被淋溶流失，形成孔隙。干燥季节随着水份的强烈蒸发，黄土失去水份，从而引起土体的收缩，有些钙质便硬结在孔隙壁上。黄土的孔隙也与黄土的岩性及结构有关，典型的黄土，孔隙度高，黄土状岩石，孔隙度低。

### 2. 黄土的垂直节理

黄土的垂直节理极为发育，往往引起黄土沿垂直节理发生大规模崩塌和急速溯源侵蚀，造成陡壁悬崖和沟谷以及水土流失，严重地影响着黄土地区人民的生产和生活。

关于黄土节理的成因说法不一，有人认为是植物根系作用的结果，有的认为是垂直孔隙发展的结果，后者的看法是比较可靠的。因为黄土节理的出现与它的特性有密切关系，其中最关键的是孔隙，水份沿着孔隙向下运动，渐渐地扩展了孔隙，使之相连成为节理。可溶盐类和细粒粉土沿垂直孔隙移动，由于水份的蒸发使盐类固结在孔壁上，这样就形成了黄土的垂直节理裂隙。

黄土的垂直节理在马兰黄土中最为发育。当黄土沿着垂直节理崩塌后，常残留下孤立的土柱或陡壁。厚层的黄土和干燥的黄土中垂直节理最为明显，特别沿着沟边或黄土塬的边坡上最发育。

3. 黄土的渗透性

黄土及黄土状岩石的渗透性，决定于黄土的孔隙、裂隙和机械成分。一般典型的黄土透水性强，黄土状岩石透水性弱；未经沉陷过的黄土透水性强，沉陷过的透水性弱。总的说来，黄土的渗透性较强，属于易渗透的土类。例如，陇东西峰一带新黄土的渗透系数为0.12—0.11 米/昼夜，长武为 0.22—6.01 米/昼夜，平凉为 0.05—1.53 米/昼夜，庆阳为0.02—0.37 米/昼夜。

上述资料是在室内试验出来的，比实际情况显然要小。在野外所作的注水试验，黄土的渗透系数一般在 0.8—1.0 米/昼夜。

在陇东地区，自东南向西北新黄土的渗透性是逐渐增加的。西峰一带为 0.6—0.8 米/昼夜(野外)，环县、固原一带为 0.8—1.3 米/昼夜(野外)。黄土中古土壤层的渗透性极小，陇东各地渗透系数为 0.0004—0.0005 米/昼夜(野外注水试验)。注水实验还表明，黄土的渗水量，实验初期最大，实验 23—24 小时后渗水量就趋于稳定。

中更新统及下更新统的黄土，渗透性极弱，所以在新老黄土层的接触带常为地下水的出露地带。

4. 黄土的湿陷性

黄土具有独特的沉陷性，特别是当黄土受水浸润之后，发生的湿陷最为明显，并形成各种黄土喀斯特地貌，严重地影响黄土地区的农业生产及交通等。

黄土发生湿陷的原因很多，但最主要的是黄土的湿陷性与干容重的大小有密切关系。当干容重(克/米$^3$)愈小时，黄土的湿陷性愈强，反之，当干容重愈大时，湿陷性就较小，或不明显。它们之间的变化规律有下列特征：

(1) 黄土的湿陷性依干容重的增加而减小，这是一个普遍的规律。

(2) 不同成因的黄土，变化规律各不相同。

（3）黄土的湿陷性除了与孔隙大小和数量有关外，还决定于许多其他的因素，如天然含水量的大小。天然含水量愈小的黄土，湿陷性愈大。

西北建筑科学研究院，曾将湿陷性黄土划分为自重湿陷和非自重湿陷两大类。自重湿陷黄土是指黄土浸水后只凭土体的自重就会发生土体结构破坏，引起黄土下沉；非自重湿陷黄土是指黄土浸水后单凭土的自重不发生土体结构破坏，但可能由于压密而表现出某种下沉。这两类黄土的分布大致以六盘山为界，此界以西为自重湿陷黄土的主要分布区，以东为非自重湿陷黄土的主要分布区。

自重湿陷黄土，以兰州盆地黄河第II级阶地的次生黄土为例说明其特性。该阶地上的黄土属于洪积和冲积的次生黄土，土质来源于高阶地上的原生黄土。次生黄土的土层结构较复杂，粒度分选较差，粗粉砂粒级（0.05—0.01mm）的含量为45%以下，而细砂粒级（>0.05mm）及粘土粒级（<0.005mm）的含量较高，前者最大可达45.8%，后者一般大于27%，有的高达59%，总的来看粒度组成也比较复杂。其化学成分：易溶盐总量变化范围是0.46—0.55%，石膏含量0.2—1.04%，碳酸钙含量10.75—13.8%，有机质含量一般为0.5—0.7%，pH值一般为8.57—8.79，属于微盐渍化或中盐渍化的含石膏较高的弱碱性的石灰性黄土。

非自重湿陷黄土，以陕西武功地区渭河第I、II级阶地上的黄土为例来说明。该黄土土层单一，上部为胶结紧密、粒度较细的黄土，下部为较红的粘重的埋藏土，其下为钙质结核层。细砂粒级的含量极低，都小于7%，粘土粒级的含量较高，一般大于35%。化学成分，含易溶盐总量0.054—0.071%，石膏0.04—0.09%，碳酸钙6.8—14.5%，有机质0.26—0.42%，pH值7.7—8。总的说来，武功非自重湿陷性黄土属于非盐渍化的稍偏碱性的石灰性黄土。

黄土的湿陷都是在水分和应力参与下发生和发展的。浸水前和浸水后土层中水分的分布状态及其变化，应力的分布状态及其变化，对湿陷的发生和发展起着重大影响。土层结构不同，其中水分和应力的分布也不同。黄土的微结构是影响湿陷性的重要因素之一，因湿陷是由于土体浸水后的结构强度下降而发生的。黄土的湿陷性还与黄土中孔隙的大小、形态和孔隙度等都有关。

黄土在我国北方分布普遍，许多重大的工程建设都分布在黄土地区，包括铁路、厂房、水库等等，而黄土的湿陷性直接影响着许多大型建筑的安全，所以，研究黄土的工程性质对于我国的社会主义建设有着重大意义。

# 八、黄土地貌

我国黄河中游的黄土高原是黄土地貌发育最典型的地区，包括陕西、山西及甘肃的广大地区。黄土掩埋了这个广大地区的原始地形，形成了连续起伏的黄土盖层，经过流水侵蚀及其它地貌营力作用，将其侵蚀切割成独特的黄土地貌。黄土高原的主要特征为沟深坡陡，沟壑纵横，地面肢离破碎。

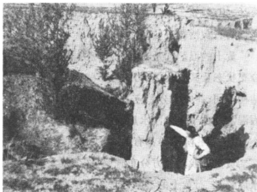
## 1. 黄土沟谷



照片 4-5 黄土冲沟（山西大同）

黄土高原在流水的片状侵蚀和线状侵蚀作用下，形成一系列由小到大的沟壑。在比较缓长的坡面上首先出现细沟和浅沟，密集排列，但规模很小。随着坡面水流的进一步汇集和径流的加强，流水的深切作用逐渐增大，开始形成切沟。切沟具有明显的沟头，沟边有完整的陡壁，表现出明显的沟谷形态，长达几十米，深达 10 米以上。切沟对地表已产生了较明显的破坏作用。

切沟进一步发展，深度加大，沟壁在侵蚀和崩塌作用下向两侧扩展，沟头溯源侵蚀加剧，使之向上游迅速延伸，于是形成冲沟。冲沟深达数十米甚至百米以上，长数十公里。冲沟是黄土区分布最普遍的沟谷类型，正在发育的冲沟严重地破坏地表，使之肢离破碎，影响了工农业和交通建设（照片 4-5，6）。



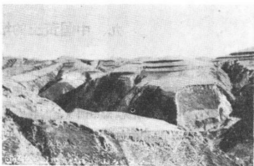
照片 4-6 黄土冲沟中之土柱（山西大同）

## 2. 黄土塬梁峁

黄土高原沟谷间的地貌类型，以塬、梁、峁为代表。塬梁峁是黄土堆积的平坦顶面，经

流水侵蚀而残留下的大小不等的地貌类型。

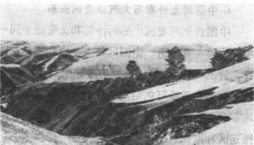
（1）黄土塬是黄土高原被沟谷分割后残存的平坦高原面。黄土高原上现存的规模最大的黄土塬有甘肃东部的董志塬及陕西的洛川塬。黄土塬顶平坡陡，周围被大小沟谷环绕，塬边参差不齐。



照片 4-7 黄土的梁峁及冲沟（刘东生摄）

（2）黄土梁指长条形的黄土高地，梁顶或平坦或缓倾，沿纵长脊线起伏和缓，两侧边坡或缓或陡，并被沟谷分割。（照片 4-7,8）。

（3）黄土峁是指孤立的黄土丘，呈圆穹形，被沟谷分割而成。



照片 4-8 黄土的梁峁及切沟（刘东生摄）

3. 黄土谷坡

由于黄土结构疏松，垂直节理发育，在重力作用下黄土体易发生块体运动，形成特有的黄土陡崖或黄土陡坡。马兰黄土形成陡崖，离石黄土形成陡坡。黄土崖或陡坡在雨水和地表径流作用下，水沿垂直节理下渗，产生潜蚀作用，使垂直裂隙扩大，土体失去平衡就产生崩塌，在边坡上形成崩塌土体。

黄土的下伏地层若为不透水层，它们之间往往形成地下水的汇集层。当地下水顺这个汇集层的倾斜面往沟谷方向流动时，上面的黄土体易发生移动，特别是在雨水和地表水沿垂直节理下渗过程中，更加速了土体的滑动，使之产生黄土滑坡。黄土滑坡规模很大，有时连黄土顶部的建筑物一起滑动，就造成严重危害。

4. 黄土喀斯特地貌

黄土中含碳酸盐类，易溶解，再加黄土垂直节理发育，在地下水的潜蚀和溶蚀作用下，碳酸盐被水溶解带走，黄土中易生成地下洞穴，尤以沟谷边缘地下水出露带最为发育，形成一系列洞穴。地下洞穴的发展又引起地表土层的塌陷，形成陷穴。两个陷穴若被地下水流沟通，两者间就出现黄土天生桥。这些地貌类型，统称黄土喀斯特。

# 九、中国黄土的堆积和演化*

多年来，刘东生等同志对中国黄土进行了系统深入的调查、分析和研究，取得了重要成果。近年来他们继续深入探讨中国黄土成因和演化的过程，将黄土堆积的地带性同大气环流结合起来进行研究，对中国黄土的物质来源、搬运、堆积及演化，提出了新的见解，建立了黄土搬运、堆积的数学模式，以及70万年以来黄土剖面所反映的古气候曲线，为黄土研究开辟了新途径。现简单介绍其主要内容。

## I. 中国黄土分布与大气环流的关系

中国黄土同亚洲中部的沙漠和戈壁处于同一纬度带中，呈东西带状分布，形成北半球中纬沙漠—黄土带。中国的黄土集中在该地带的东部和东南部，以黄河中游地区最为发育。黄土颗粒自黄河中游向东至长江下游，逐渐变细。黄土带状分布和定向分布特征，反映了黄土物质极可能是由自西向东的定向风力搬运的粉尘堆积产物。大气环流对于黄土堆积和分布的影响是十分明显的，因为搬运黄土物质的风力系统必然受黄土物质来源区、搬运区和堆积区的大气环流控制。

沙漠—黄土地带地处北纬35°—45°之间，正值中纬盛行西风带的范围之内。黄土堆积时期气候较为寒冷，处于冰期气候环境期间，盛行西风带可能向南偏移，高空气流的频率和强度增大，更具有纬向特征，正如西风在冬季比夏季具有更强的纬向特征一样。这与沙漠—黄土带的纬向分布一致。因此，现代西风环流在黄土分布地区所表现的特征，可作为考虑黄土堆积时期大气环流状况的依据，特别是作为马兰黄土堆积时期大气环流状况的依据更有意义。

中国黄土分布的高度主要在海拔3000米以下，并又以海拔2000米以下为主，分布在海拔3000米以上的较少，所以黄土粉尘物质主要由3000米高空气流输送。在北纬35°—50°，3000米高空气流线区间的走向与中亚沙漠—黄土带的地理位置大体一致，等压面高度线自西向东趋于加密，压力梯度增加，3000米高空气流大体沿着自西向东的方向运行。等压面高度线和3000米高空气流线向南凸出，这又与中亚沙漠和中国黄土在地面上的分布相一致，特别是304位势什米等高线和青藏高原北支的3000米高空气流线与中国黄土分布的南界几乎一致。这反映了位于东经100°东侧的中国黄土主要堆积区，包括黄河中游、山东半岛和长江中下游等地区，位于亚洲大陆西风气流区的东部。构成黄土的粉砂颗粒，可能是由3000米高空以上的气流将里海以东的中亚内陆盆地沙漠区的粉尘

* 本节主要介绍刘东生等同志对中国黄土进行研究的成果，若有差错，由本书作者负责。

颗粒，搬运至东经 100°—120° 地区的。这个地区 3000 米高空气流的主导风向为西北西，与沙漠黄土带的走向相一致。此外，在东经 80° 附近存在一高压脊区，鄂霍次克海至日本海区存在一低压槽区，而中国黄土区主要位于脊前槽后气流沉降区的中心位置，有利于粉尘颗粒的沉降。

黄河中游地区位于盛行西风带亚洲大陆的东南部，地面气旋活动频繁，环流季节变化明显，受海洋气候系统特别是东亚季风的影响远较中亚内陆地区强烈，冬季又受高压影响，冬末春初槽脊活动频繁，对西风环流干扰较大，同时黄河中游地区分布着接近南北走向的六盘山、吕梁山和太行山等山脉，这些山脉对 3000 米高空气流的正常运行起着阻隔和截流的作用，使 3000 米高空的气流稳定度减小，造成黄河中游地区气流风速减小。这都造成了西部粉尘颗粒在黄河中游地区发生沉降的有利条件。冬季和春初在河西走廊地区 3000 米和 1500 米高空，相对湿度较小，而在黄河中游地区相对湿度显著增大，也有利于高空运行的粉尘颗粒的沉降。上述情况说明，黄河中游的大气环流状况和地形条件导致了从西部地区随气流搬运而来的粉尘在该区发生沉降。

黄土的粉尘颗粒是如何从中亚内陆盆地中搬运至高空，然后又随西风主流向东运行的？中亚内陆盆地气候干燥，温差大。由于温差和地形风的影响形成空气对流，将粉尘颗粒输送到高空。根据费道诺维奇的观察，当风速为 5 米/秒时，粉砂可被抬高到 3000 米的高空，进入西风环流系统，被搬运很远的距离。一月份在里海附近形成的西方轴线高压或中亚轴线高压，助长了西风环流的作用，对于中亚沙漠地带粉砂物质被搬运到东部黄土堆积区更有利。由偏北方来的超极地轴线和极地轴线高压路径，有可能自北而南输送粉砂尘粒到中国黄土分布区，这与来自北方的冷气团有关。黄河中游与长江下游地区是反气旋路径和气旋路径可能相逢的地区，反气旋和气旋活动频繁，气流不稳定度增大，风速减低，促进粉尘颗粒停积。

**H. 第四纪时期大气环流系统的演变对黄土分布的影响**

第四纪时期的干冷气候与青藏高原的隆起对大气环流的影响，对于研究中国黄土堆积时的大气环流状况具有重要意义。

第四纪冰期时，太阳辐射相应减弱。当冰川全盛时期，西伯利亚冰盖扩展到北纬 60° 以南，永冻土带扩展到北纬 48° 左右。此时下垫面的反射作用增强，地面蒸发率减低，干燥度增大，温度降低。同时，冰盖的扩张引起了海面下降，海岸线向外推移，大陆架出海成陆。若以现在 −100 至 −130 米的等深线作为当时海岸线，那么当时的黄土高原地区将比现在离海岸的距离远 500—1200 公里。海陆间如此巨大变化，以及暖流相应减弱，势必极大地削弱海洋气候系统（包括东南季风）的影响，亚洲内陆地区和黄河中游地区的气候愈

趋干燥寒冷。冬春盛行西风的频率和速度势必增强，同时延续时间也增长，有利于粉砂颗粒的产生和搬运。

中更新世以后，青藏高原已隆起到4000米的高度，3000米高空的西风气流在青藏高原两侧形成明显的南北分支，黄河中游正位于北支西风输送粉尘的路径上，长江下游的南京一下蜀地区也位于汇合后的西风急流路径之中。这不仅使黄河中游至山东半岛一线有中更新世和晚更新世的离石—马兰黄土分布，而且长江中下游一带也有下蜀黄土分布。

早更新世青藏高原虽已隆起达3000米高度，但它对3000米高空的西风气流的分支作用不甚明显，西风气流沿比较接近纬向的方向前进，只可能达到黄河中游和山东地区，而难以到达北纬30°附近。同时，早更新世气候比中晚更新世湿润一些，产生的粉砂量较少，西风强度也比中晚更新世为弱，粉尘带到长江下游和北纬30°一线地区的可能性随之减少。因此，长江中下游缺失早更新世黄土。

### III. 黄土的物质来源

中国黄土物质的来源是大家所注目的问题。过去有人认为中国黄土物质来自黄土高原北部和西北部的沙漠区。但黄土高原周围的沙漠不可能提供足够的粉砂物质，黄土中种类繁多的矿物成分，在各地含量又大体一致，这反映了补给区距离遥远，物质主要来自里海以东的中亚沙漠区。阿拉善和鄂尔多斯地区，可能为晚更新世的马兰黄土提供了较多的物质补给。更新世晚期是一个全球性的粉尘搬运和堆积的时期，西风气流将上述物质从中亚沙漠搬运至黄河中游沉积下来。

黄土中富含石英、长石及方解石，颗粒磨圆较好，石英颗粒还有类似于现代风砂的半磨圆颗粒，反映了它们经受过风力的磨蚀作用。黄土中还含有相当数量的其它不稳定矿物，如黑云母、斜方辉石和碱性角闪石等，都保存良好，表明它们来自于以物理风化为主的干燥气候环境。黄土中主要碎屑矿物自西北向东南粒径变小，不稳定矿物含量减少，风化显著，反映了风力搬运作用和黄土堆积时气候变化的特点。

黄土的主要矿物颗粒石英、长石、云母和原生方解石共同构成了黄土的格架，并均匀散布。这反映了黄土物质在长距离搬运过程中得到高度的混合。黄土中粉砂石英颗粒的来源可能是这样：石英颗粒从母岩中分离出来后，受流水作用进入沉积盆地中新的沉积体系，在风化和风蚀作用下，又重新分离出来被风所搬运。此外，沙漠物理风化作用所产生的石英颗粒，进一步受到风蚀作用改造，在风力作用下也可进入黄土的搬运—堆积体系。盛行西风输送的粉尘主要在东经100°以东发生沉降。在此以西地区，由于气流变化和地形影响，可能发生小规模的沉降，小盆地是沉降粉砂的贮存地。由于风的作用，已沉降贮存的粉尘颗粒仍可能再次吹扬至高空，再到更远处沉降。

### IV. 黄土物质的搬运和沉降

由于黄土的基本碎屑物质是风力作用从内陆沙漠地区搬运而来的，因而造成：(1) 黄土、沙漠、戈壁成带状排列；(2) 黄土产状与基岩地形无关；(3) 黄土结构与成分的某种一致性；(4) 自西北而东南黄土颗粒逐渐变细，厚度逐渐变薄；(5) 埋藏土层的多次出现。

黄土中的粉砂颗粒在干旱的源区，由不大的风将其吹扬至空中，遇到垂直上升的气流，把粉尘带到相当的高度，随着盛行西风向东飘移。在东经 100° 以西的干旱区上空盛行西风风速较大，具有足够的动能携带粉尘向东运行。当进入东经 100° 以东的半干旱区时，大气环流的各种要素发生变化，以及地形影响，使西风的主导风速减小。同时，这个地区上升气流出现的频率和强度远比源区小，甚至消失，致使粉尘沉降。最初沉降最大粒径颗粒，频率较高，而后沉降中等粒径颗粒，再向东沉降小粒径颗粒，频率也低。黄土堆积厚度反映出粉尘沉降量自西北而东南呈似正态分布，作有规律变化，即从沉降量较少到沉降量增大至高峰，进而沉降量再趋减少。

### V. 黄土的堆积和演化

粉尘堆积后不断受气候条件和其它自然因素的影响，发生后生变化。后生变化向两个方向发展：第一，在一定的生物气候条件下，粉尘及其堆积物在生物化学风化作用下，发生成土过程，转变成黄土；在成土作用增强，堆积速度不断减小，和适宜的生物气候条件下，黄土可进一步向土壤转化。第二，粉尘堆积物或形成的黄土堆积物，在流水作用下发生搬运和再沉积，形成"次生黄土"。粉尘堆积向黄土乃至土壤转化，这样一个以生物化学作用为主的方向，是我国大面积分布的典型黄土所共有的特征。

黄土堆积演化模式决定于当时的生物气候条件、物质成分和结构的时空分布规律。

#### 1. 黄土堆积时的生物气候条件

中国黄土中占优势的啮齿类哺乳动物化石及草本植物孢粉化石，反映了黄土堆积时的干草原植被特征。蜗牛壳化石的存在，也表明黄土是在干冷的草原生物气候条件下堆积的。黄土的物质成分和结构大体相似，颜色色调较浅，多孔隙，富含粉砂石英颗粒和一定数量的不稳定矿物，碳酸盐含量高，pH 值、$FeO/Fe_2O_3$ 和 $SiO_2/R_2O_3$ 的比值较高，碎屑颗粒的胶结物主要由次生碳酸盐和少量粘土构成，这都表明黄土又是在弱碱性介质条件下堆积的。

2. 粉尘堆积随时间变化发生了黄土—古土壤系列。

根据黄土和古土壤的性状、厚度、剖面特征、颗粒粗细、碳酸盐含量,不稳定矿物和稳定矿物的比值和微形态特征等,分别确定为弱成土、中等成土和强烈成土的黄土,以及黑垆土、碳酸盐褐土、褐土、淋溶褐土和棕褐土的古土壤。上述系列是粉尘堆积经受的从弱成土风化作用到较强烈成土作用的逐级过渡系列的记录。相应地反映了从干冷的荒漠草原到干冷草原、干草原,以及从干凉草原到干性草原森林、干性森林和温湿森林逐级过渡的生物气候环境变迁系列。

弱成土的黄土具有较大的堆积厚度,从而具有较大的堆积速度。强烈成土的黄土堆积速度则较小。当堆积速度不断减小,风化成土速度不断增大时,黄土就向土壤转化,粉尘的堆积甚至发生中断。

3. 黄土形成和演化过程中碳酸盐的变化

(1) 次生碳酸盐化

弱成土的黄土中含有较多的粗粉砂粒级的原生方解石碎屑和碳酸盐组份,在干旱和半干旱生物地球化学条件下,不可避免地受到生物、水流等的改造作用,发生次生碳酸盐化。次生碳酸盐化的结果,使沉降下来的粉尘颗粒被碳酸盐胶结起来,形成灰黄色多孔隙的黄土。此时,矿物的次生粘化作用微弱,粘土颗粒在胶结物中所占比例有限。

(2) 碳酸盐的淋失和粘化作用的初步发展

在中等成土的黄土和强烈成土的黄土薄片中,原生方解石含量已趋减少,在空隙中有方解石的胶膜集合体,反映了在半干旱—半湿润的生物气候条件下,原生方解石已遭受到一定程度的风化淋失,所形成的重碳酸盐溶液,在空隙中淀积下来,形成次生碳酸盐新生体,表明碳酸盐已发生显著移动。有的碳酸盐已淋失到下伏沉积层中,使碳酸盐含量有所减少。

与此同时,长石、云母等不稳定矿物开始风化,所形成的粘土物质在挤压力作用下就地分离和就地扩散,黄土物质的粘化作用得以初步发展,黄土颗粒变细和胶结物中粘土含量增加,碳酸盐和粘土共同构成碎屑颗粒的胶结物。反映黄土经受了中等或较强烈的风化成土作用,发展成黄灰至红黄色较密实的黄土。

(3) 碳酸盐的大量淋失和粘化作用的急剧发展,黄土向土壤转化

在粉尘堆积速度不断减小并稳定一段时间的条件下,在半干旱、半湿润甚至较暖湿的生物气候条件下,生物活动频繁,生物化学风化较强烈,黄土中的碳酸盐大量淋失,原生方解石颗粒含量和粒径明显减小,晶形很不完整,空隙中分布有大量方解石胶膜,下部形成

钙结核层,长石、云母等碎屑矿物含量明显减少,胶结物中非均质粘土物质明显增加,粘土数量超过碳酸盐物质，成为主要成分。同时在空隙中形成连续定向排列的粘土矿物集合体,表明土体中的粘粒已发生就地移动，或随悬浮液或溶液移动，并在空隙中发生多次淀积。碳酸盐的大量淋失和粘粒发生机械移动,证明了黄土物质向土壤转化,并进一步演化成土壤。

上述三种状况是黄土形成和演化的由低到高的三个阶段的标志。次生碳酸盐化标志着初级演化阶段,形成了黄土;碳酸盐的淋失并向下淀积是中间阶段;粘化作用的发展,粘粒的机械移动,为高级成土阶段,形成了土壤。

从黄土堆积的生物气候条件和黄土分布的时空特征,以及黄土形成和演化过程,表明黄土形成与演化的规律一方面取决于堆积区风化成土作用的速度，另方面取决于粉尘堆积速度的大小。在同样风化成土强度的条件下,沉降的粉尘处于地表的时间越长,则成土改造作用就越强。当粉尘堆积速度较大时,先沉降的粉尘很快被覆盖,成土作用就弱。生物气候条件是控制堆积速度和成土作用速度的决定性因素。

### VI. 黄土—古土壤系列的地质年龄及其所反映的古气候波动

黄土是干冷生物气候下粉尘堆积及其次生碳酸盐化的产物，古土壤是温湿生物气候下黄土向高级成土阶段演化的产物。黄土和古土壤在地层剖面中的多次交替出现，不仅反映了干冷气候、温湿气候的多次波动，也显示出粉尘堆积和间断过程的多次交替，以及黄土和古土壤的演化系列。

迭覆出现的黄土—古土壤系列是大陆气候长期变迁的记录，也是全球性气候变迁的重要组成部分。根据我国黄土与古土壤剖面分析所得出的亚洲大陆第四纪气候变化曲线，其完整性和可靠性远远高于世界其它大陆。

黄土塬是大型的更新世黄土堆积盆地,保存着连续的黄土—古土壤系列，厚度多在100—200 米之间。各个塬区的黄土—古土壤地层系列还彼此可以对比。陕西洛川塬可以作为黄土高原黄土—古土壤地层系列的典型代表。洛川黑木沟剖面厚度近 140 米，包括午城黄土、离石黄土和马兰黄土,以及全新世的黑垆土。在离石、马兰黄土中,共发育了 13 层古土壤，加上全新世的黑垆土共 14 层古土壤，分别被 13 层黄土隔开。这 27 层黄土—古土壤系列，记录了由温湿森林至严重干冷的荒漠草原的生物气候环境的变迁，表明 70 万年（中更新世）以来黄土高原至少有 13 个气候小旋回。这些气候旋回与同期的大洋沉积物的气候记录以及日照曲线所反映的气候旋回相对应，表明中国黄土—古土壤系列的气候记录与全球性的气候记录是基本一致的。

根据古地磁年代学、热发光年代学和 $C^{14}$ 年代学的研究结果，确立了洛川黄土—古土

壤剖面的地质时间界限：在113米深处为奥尔都维事件的上界，距今161万年；贾拉米洛事件的下界在110米深处，距今95万年，其上界在100米深处，距今89万年；松山倒转极性世与布容正极性世的界限位于75米深处，距今69万年。某些古土壤层的年龄为：自上而下第一层的热发光年龄，其顶界距今3.5万年，底界距今6万年；第五层顶界年龄距今约18万年，底界距今22万年；第八层底界年龄距今约32万年；第九层顶界距今约38万年。此外，洛川塬顶部的黑垆土的$C^{14}$年龄为距今0.8万年，下伏马兰黄土上界估计距今1万年。

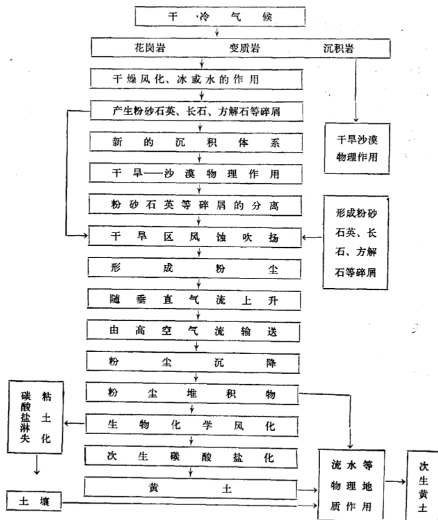
根据上述古土壤层的年龄界限，估算弱成土的马兰黄土的沉积速率约为1米/3600年，发育较好的古土壤层发育速率为1米/1万年。从弱成土的马兰黄土到较强烈发育的古土壤层，沉积速率变动在1米/3600年至1米/1万年的范围内。在这一范围内，按大致相等的间隔估计其它弱成土和中等成土的黄土层的沉积速率为1米/5000年，强烈成土的古土壤层之间的黄土层沉积速率为1米/7000年。按上述估定值，在加以小的调整的基础上，可分别计算出缺乏年代测量数据的各层黄土和古土壤顶底界的年龄。这样可以获得距今40万年以来黄土—古土壤剖面的地质时间系列。

根据洛川黄土—古土壤系列所反映的40万年以来黄土高原气候变迁曲线，可划分为19个阶段。最上部的黑垆土成壤期是温湿成壤期中最干凉的时期。第五层古土壤是各成壤期中最温湿的时期。其它各成壤期的气候至少与现代黄土高原的气候相当，而且更温湿一些。粉尘堆积期的气候远较现代干冷。第六层和第七层古土壤之间以及第七层和第八层古土壤之间的粉尘堆积期，是40万年以来粉尘堆积期中较为温湿的气候期。根据洛川剖面所建立的气候长期变迁曲线分析，黄土粉尘堆积阶段向古土壤发育阶段转化点的年龄界限似有3.2—3.3万年的周期，反映了黄土—古土壤系列中每一小旋回开始时期年龄和气候状况的周期性。

## VII. 结语

中国黄土物质主要来自里海以东的北纬35°—45°的内陆沙漠盆地地区。沙漠盆地中的上升气流将粉尘颗粒输送至高空，进入西风环流系统，随着西风带的高空气流自西向东、东南飘移，至东经100°以东的地区发生大规模沉降，沉降范围可能远至黄海和太平洋地区。堆积起来的粉尘颗粒，由于生物化学风化作用，发生次生碳酸盐化形成黄土。在较温湿的生物气候条件下，粉尘或黄土堆积由于碳酸盐的淋失和粘土化作用的发展向土壤演化。

**表 4-5　黄土形成及其演化的系列**




## 十、黄土高原的治理

黄土高原是我国黄土分布的中心，地处黄河中游，地表千沟万壑，肢离破碎，水土严重流失，是该区农业生产的主要障碍，也是黄河水患的根源。控制水土流失是治理黄土高原的核心问题。

黄土是一种尚未固结的疏松土体，孔隙多，垂直节理发育，含可溶性盐类，易渗漏、崩塌和遭受侵蚀，是造成水土流失的内在原因。黄土高原自新第三纪以来由于新构造抬升，沟谷深切，地面长期处于剥蚀侵蚀状态，构成了水土流失的地质背景。气候干旱，降雨不均，地表径流集中，是导致黄土高原遭受剧烈侵蚀的气候原因。人类长期不合理的开垦土地，自然植被遭到破坏，地表侵蚀加剧，这是黄土高原水土流失日益严重的人为因素。在自然因素和人为因素共同影响下，黄土高原水土流失面积约有 43 万平方公里，每年每平方公里流失土壤达一万吨左右，严重时甚至达 2—3 万吨，大量的泥沙沿着大小沟谷带入黄河，给黄河下游带来了巨大危害，使河床逐年淤高，泄洪能力减小。

根治黄土高原水土流失的有效办法，就是大力开展水土保持，控制水土流失，使黄土高原的水土资源得以保护和利用，关键是建立多种措施的防护体系，而核心措施是增加地面植被，加速林草种植，使地面不产生或少产生径流。这就必须因地制宜合理使用土地，改变单一粮食生产结构，发展农林牧多种经营。据观测，在 20°—30°的陡坡上，如有茂密的林草覆盖，每年每亩的土壤流失不到一吨，甚至基本上不流失。因此，在黄土高原，特别是在黄土丘陵沟壑区，大力种植牧草和造林，这既有利于水土保持，又能改善环境小气候。另外，黄土高原的治理，应以小流域的综合治理为基本单元，按水土流失规律进行多种措施的防治。因为每一个小流域是一个自然集流区，是泾流和泥沙的产地和输送通道，水土流失的发生、发展和危害的全过程表现得十分清楚，应按不同地形部位、不同地段和泾流量大小，因害设防，节节控制，各种生物措施和工程措施都发挥作用，达到有效控制水土流失的目的。

# 第五章　第四纪的生物界

## 一、第四纪哺乳动物群

哺乳动物是脊椎动物门中最高等的一纲。新生代是它发展的全盛时期。在新生代之初它便排斥了地球上原有的统治者——爬行类，成为地球上最占优势的动物群，分布于全球各地。对于第四纪哺乳动物群的研究，一方面具有生物演化的重要意义，另方面是研究第四纪地层、古气候及古地理环境的重要依据。

第四纪哺乳动物的迁徙和绝灭以及新属、新种的出现，是哺乳动物群生活和演变的重要特征。哺乳动物的迁徙和绝灭又受各种因素的影响。在第四纪时期，主要受气候波动即冰期和间冰期多次更替的影响。有些哺乳动物随着气候条件的改变而发生迁徙，并为了适应新的气候环境而发生变异；有些则不能适应气候条件的变化以及由于自身的演化而绝灭；同时在新环境中，也有许多新属、新种出现。在各大陆之间，陆生哺乳动物区系因气候变化发生交流，最明显的是第四纪冰期所引起的海退，各大洲之间出现了陆桥，从而成为动物群迁移的通道。欧亚大陆和北美大陆之间的白令陆桥是动物群交流的重要通途，使东西两大陆的动物群存在着很多相似性，这种情况一直延续到近代。例如，马类起源于北美，通过陆桥迁移到了欧亚大陆，而象类则通过陆桥从欧亚大陆迁移到了北美大陆。

在划分第四纪地层及恢复古地理环境时，主要依据第四纪哺乳动物群的特性来确定，但不能只根据个别的动物化石种属而定。因此，在第四纪哺乳动物的研究中，除了鉴定动物化石之外，还应进行哺乳动物群体组合的分析，以确定动物群的性质。哺乳动物化石及第四纪哺乳动物群的研究，在我国有较长的历史及深厚的基础，我国老一辈学者，如杨钟健、裴文中教授等，在这方面都作出了重要贡献。

### I. 哺乳动物化石的鉴定

鉴定化石，要采集比较完整的标本，特别是牙齿、骨骼和角，都是反映分类和进化特征比较明显的部分。

1. 骨骼

鉴定骨骼最重要的是头骨。头骨的结构见图 5-1。

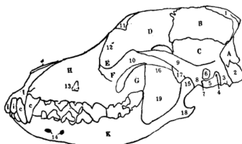



图 5-1 哺乳动物的头骨(狗)

A.枕骨，B.顶骨，C.鳞颞骨，D.额骨，E.泪骨，F.颧骨，G.腭骨垂直部，H.上颌骨，I.颌前骨，J.鼻骨，K.下颌骨，i.门齿，c.犬齿。1.顶嵴，2.枕髁，3.副乳突，4.茎乳孔，5.鼓泡，6.外耳道，7.颞管外口，8.窝后突，9.颞骨的颧突，10.颧骨的颞突，11.眶上突，12.泪管入口，13.眶下孔，14.颏孔，15.下颌髁，16.冠状突，17.下颌切迹，18.角突，19.咬肌窝。

哺乳动物的脊椎骨，分为颈椎、胸椎、腰椎、荐椎和尾椎五部分(图 5-2)。除尾椎外，各部分脊椎数目都少有变化。一般有颈椎 7 个，胸椎 12—14 个，腰椎5—7 个，荐椎 2—5个，尾椎则为 2—36个。脊椎骨的数目可作为初步鉴定动物化石的一个标准。

通常用 C 代表颈椎，D 代表胸椎，L 代表腰椎，S 代表荐椎，Ca 代表尾椎。把各脊椎的骨数记在各字母后面，列成脊椎式。如：

马：C 7, D 18, L 6, S 5—6, Ca 17—18;

猪：C 7, D 14, L 6, S 4, Ca 20—30。

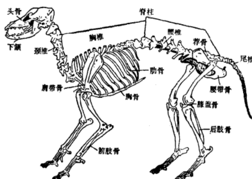



图 5-2 哺乳动物的骨骼(犬)

2. 牙齿

哺乳动物的牙齿是鉴定化石最重要的依据，特别是臼齿更重要。哺乳动物的牙齿分为门齿、犬齿、前臼齿和臼齿。牙齿嵌在颌骨(即牙床)的齿槽中。一个牙齿可分为齿冠和齿根，齿冠是露在牙床外面的部分，齿根是埋在齿槽内的部分。

各种哺乳动物牙齿的数目用齿式来表示，即先作一横线，线以上为上颌的齿数，线以下为下颌的齿数，齿数从门齿开始，依次列于线之上下方(若有缺者即以○代之)，即：

$$\frac{\text{门}\cdot\text{犬}\cdot\text{前臼}\cdot\text{臼}}{\text{门}\cdot\text{犬}\cdot\text{前臼}\cdot\text{臼}}\times 2 = \text{总数}$$

简写：$\frac{I\cdot C\cdot P\cdot M}{I\cdot C\cdot P\cdot M}\times 2 = \text{总数}$

哺乳动物的基本齿式为 $\frac{3 \cdot 1 \cdot 4 \cdot 3}{3 \cdot 1 \cdot 4 \cdot 3} \times 2 = 44$

哺乳动物的牙齿多为较宽的牙冠附以若干锥和棱，排列成异常复杂的形状，不同种类的牙齿形状变化很大，这对于鉴定化石非常重要。鉴定化石主要靠臼齿。哺乳动物的臼齿构造都是由简单向复杂的方向发展。原始哺乳动物的臼齿只有一个简单的尖，逐渐发展进化成许多复杂的尖。在上臼齿的内侧有一个单独的尖，叫原尖 (protocone), 外侧与原尖相对的为前尖 (paracone), 前尖后面的一个尖叫后尖 (metacone), 原尖和前尖之间有一小尖，称为原小尖 (protoconule), 原尖和后尖之间也有一个小尖，称后小尖 (metaconule)。在较高级种类中，在原尖的后面还有一个小尖，称次尖 (hypocone)。在牙齿的四周有显著的边缘突起，称为齿带。哺乳动物的下臼齿也有一组相对应的齿尖，其特点是单尖朝外侧，称下原尖 (protoconid), 此外，还有下前尖 (paraconid)、下后尖 (metaconid)、下次尖 (hypoconid)、下内尖 (entoconid) 和下次小尖 (hypoconulid) (图 5-3)。

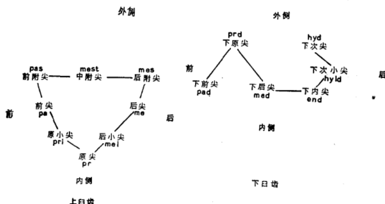



图 5-3　上下臼齿构造示意图

区别上、下臼齿和牙齿排列顺序的标志：上臼齿呈方形，下臼齿呈扁形。上臼齿的原尖靠舌侧的前部，下臼齿的原尖靠颊侧的前部。上牙的舌缘低，颊缘高，下牙的舌缘高，颊缘低。各齿之间有发亮的接触面，但第三臼齿的后侧因不再生长牙齿，所以无接触面。无齿冠的牙齿可根据齿根区分上下牙齿，上牙三个齿根，一个较大者在舌侧；下牙有两个齿根，呈前后排列，一般向后弯。

食草类的牙齿齿冠发展成脊形，如马类、犀牛类和象类的臼齿。反刍类的牛、羊、鹿的臼齿呈月形。牛和鹿的臼齿有齿柱。

食肉类的门齿齐全，犬齿发达，裂齿发育。新第三纪的食肉类$\frac{M^2}{M_3}$发育成裂齿，第四纪

的食肉类的$\frac{P^4}{M_1}$发育成裂齿。臼齿呈锥形，带刃和尖。

杂食类的臼齿呈丘形或瘤形，如猪、熊、和熊猫等。

3. 角

有角动物的角也是鉴定动物种类的重要标志。对鉴定动物化石有意义的角，可分为洞角和鹿角。

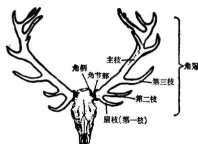



图 5-4 鹿角各部名称

洞角分为角心和角鞘两部分。角心是骨质的，从头骨生出；角鞘是表皮性的，包在角心外面，可以和角心分离。洞角左右成对，不脱换，不分叉，牛、羊和羚羊等的角都属这种洞角类。黄牛角的横剖面呈圆形，表面有沟，角向前伸。水牛角的横剖面呈三角形，向后弯。原始牛角的横剖面呈圆形，向后向上弯，角根部有一孔洞。羚羊角的鞘有竹节式构造，与角心不易分离，角向后弯，有沟，横剖面呈椭圆形。

鹿角为骨质构造，角节下有角柄，嵌入头骨中，角上分叉。角的分叉形状常作为鹿化石分类的根据(图 5-4)。

## II. 我国常见的第四纪哺乳动物化石

1. 啮齿目

(1) 原鼢鼠 (*Promyospalax*) 在我国山西上新世地层中分布很广，种类很多，有牙根，齿形呈正 "W" 或斜 "*W*" 型(图 5-5)。

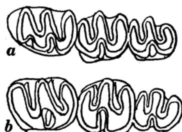



图 5-5 原鼢鼠牙齿
a. 上左臼齿，嚼面视，幼体
b. 上左臼齿，嚼面视，成体，

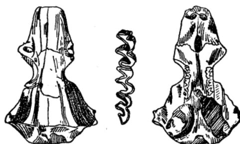


图 5-6 方氏鼢鼠牙齿
左：顶面视， 中：$M^1$—$M^2$， 右：嚼面视

(2) 鼢鼠 (*Myospalax*) 臼齿无牙根，分布在我国北方第四纪黄土地层中，最常见的有丁氏鼢鼠和方氏鼢鼠（图 5-6）。



图 5-7　豪猪牙齿
左下臼齿　($P_4$—$M_3$)

(3) 豪猪 (*Hystrix*) 颊齿有短根，经过磨蚀后的齿冠有五个珐瑯质环(图 5-7)，门齿呈弓形，分布在我国南方和北方的更新世地层中。

2. 奇蹄目

包括马科、犀科和貘科。第三纪初期多数奇蹄类是小型动物，后来逐渐发展成大型的有蹄类。

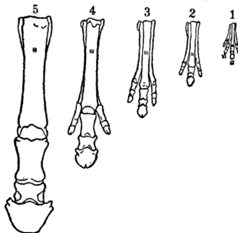



图 5-8　各种马的前肢
1. 始祖马　2. 渐新马　3. 中新马
4. 草原古马　5. 真马

(1) 马科　马科的进化历史是从四趾到单一趾的演变过程，也是从森林到草原生活的过程(图 5-8)。

中新世以草原古马为进化主干，脚有三趾，但只依靠单趾行走，牙齿为高冠。中新世末有两种马从草原古马中演化出来，一类是三趾马，另一类是上新马。三趾马 (*Hipparion*) 在上新世初期从它们起源的北美中心开始，迁移到除南美以外的所有大陆，这类马一直生活到上新世末，少数进入到更新世才绝灭。上新马 (*Pliohippus*) 的后裔即真马属 (*Equus*)。真马起源于北美，更新世初迁移到其它大陆，成为在全世界分布的一种马类。它一直生存到现代，并发展成很多种类。

三趾马 (*Hipparion*) 是一种灵巧的马类，牙齿高冠，珐琅质褶皱复杂，颊齿呈柱形，第二前臼齿呈宽三角形，原尖为独立的圆形或扁圆形，头骨比真马小。三趾马在我国北方上新统地层中十分丰富，种类很多，是鉴定地层的重要化石，常见的有李氏三趾马等。此外，在更新世初期尚有一种残留的三趾马称长鼻三趾马 (*Proboscidipparion*)，分布在我国北方泥河湾组及午城黄土中。这种马的头骨大，牙齿较小，原尖孤立呈狭长形，半高冠，足三趾(图5-9, 10, 11)。

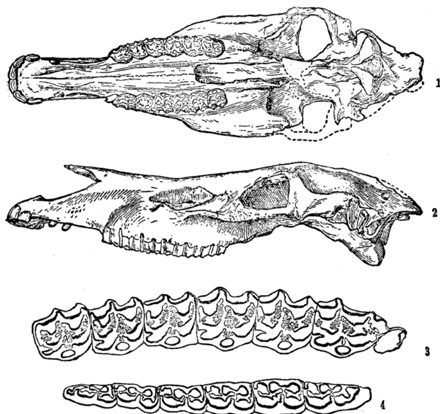



图 5-9 三趾马

1. 头骨(下视) 2. 头骨(侧视) 3. 右上颊齿 4. 右下颊齿



图 5-10 李氏三趾马，左上颊齿



图 5-11 长鼻三趾马，左上颊齿

**真马属**是马科中高度发展的一属，它具有特化的四肢，第三趾发育，侧趾退化，掌骨长，趾骨比较短。门齿变宽，颊齿高冠，原尖呈椭圆形或三角形，并且不封闭(图 5-12)。

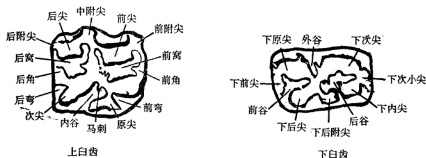



图 5-12　马的上、下臼齿构造图

真马在更新世和全新世都很繁盛，种类很多，并一直延续到现代，并成为人类畜养的重要家畜之一。在我国北方第四纪地层中发现的真马属化石有：三门马 *(Equus sanmeniensis)*（图 5-13），分布在山西、河北等地下更新统及中更新统地层中。上更新统及全新统地层中有蒲氏野马 *(Equus przewalskyi)* 和野驴 *(Equus hemionus)*。

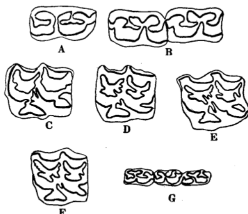



图 5-13　三门马

A. 左$M_1$，B. 右$M_1$—$M_2$，C、D、E. 左 $P^3$，F. 左$M^2$，G. 左$P_4$—$M_2$

(2) 犀牛科　最早的化石发现于始新世地层中，更新世最为繁盛，几乎分布在各大陆。犀牛多数生活于热带，只有个别种生活于寒冷地区。臼齿为脊形齿，上臼齿呈“π”形，下臼齿由两个新月形构成(图 5-14)。

我国第四纪地层中常见的犀牛化石有：中国犀 *(Rhinoceros sinensis)*，分布于南方更新统地层

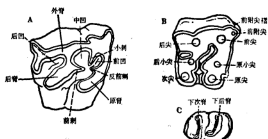



图 5-14　犀牛的上下臼齿

A. 上臼齿模式　B. 上臼齿各尖的位置　C. 下臼齿模式




图 5-15 中国犀 右上颊齿

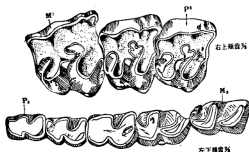



图 5-16 梅氏犀上、下颊齿

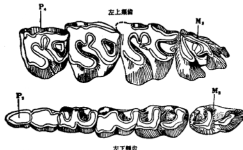



图 5-17 披毛犀上、下颊齿

中（图 5-15）；梅氏犀 (*Dicerorhinus merki*)，主要分布于北方更新统地层中（图 5-16）；披毛犀 (*Coelodonta antiquitatis*)，主要分布于东北及华北的上更新统地层中，属于寒冷气候下的动物（图 5-17）。

除了上述各类犀牛外，在我国北方更新世初期还发现有板齿犀 (*Elasmotherium*)，它的体型大，是一种适应草原生活的类型。化石分布在山西、河北等地的下更新统地层中（图5-18）。

3. 偶蹄目

偶蹄目包括猪、河马、骆驼、鹿、牛和羊等，其最主要特征是，四肢的脚趾对称排列，每脚有四个或两个脚趾。此外，偶蹄目的多数头上生有骨质角。

偶蹄目的门齿退化或消失，臼齿为月形齿，上臼齿呈方形。有些偶蹄类的犬齿发达，成短剑形，如猪。但多数偶蹄类的犬齿退化或消失。

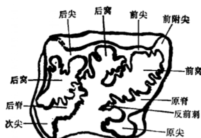



图 5-18 裴氏板齿犀臼齿构造图



照片 5-1 披毛犀复原像

(1) 鹿科 其特点是雄性额角上长有不同大小和不同形状的鹿角。鹿角为骨质，外面被皮膚包裹。鹿角的形状和分枝是鉴定化石的重要标志。鹿的牙齿为低冠齿，呈新月型，常缺少门齿。在我国第四纪地层中鹿类化石极为丰富，最常见的有：

布氏大角鹿 (*Eucladoceros boulei*)，角柄很短，有六个分枝，除第二个分枝外，其余都在同一平面上，在主枝前面呈疏状排列，形成掌状分枝。这种鹿化石分布在山西、河北及陕西的早更新世地层中，是早更新世的标准化石之一(图5–19)。

肿骨大角鹿 (*Megaloceros pachyosteus*)，是一种具有大型角的鹿，角呈扁平状，主枝横切面呈圆形，角的远端掌状分叉，眉枝靠近角节部。肿骨鹿的下颌肿大，横切面近圆形。牙齿低冠，珐琅质粗糙，齿柱发育。广泛分布于山西、河北、北京周口店及陕西等地中更新统地层中，是中更新世的标准化石(图5–20)。

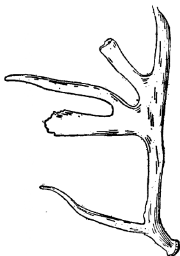


图 5–19 布氏大角鹿的角

河套大角鹿（鄂尔多斯大角鹿）(*Megaloceros ordosianus*)，角粗大，角节部近圆形，主枝近角节的部分极为粗壮。眉枝扁平，与主枝垂直相交。主枝的圆柱部分呈“S”形弯曲，横切面呈三角形。角的远端呈掌状，并沿头的冠面延伸。分布在内蒙萨拉乌苏、陕西、河北及山西等地的上更新统地层中(图 5–21)。



照片 5–2 大角鹿复原像

除上述几种大角鹿外，在我国第四纪地层中还发现有黑鹿 (*Rusa*) 和斑鹿 (*Pseudaxis*) 等化石。如葛氏斑鹿 (*Cervus (Pseudaxis) grayi*)，也称梅花鹿，角有四个分枝，呈圆筒状，眉枝稍向后向内弯，与主枝夹角成 90°，角柄短，角节成圆形。分布在山西、陕西、河北和北京等地的中、晚更新世地层中(图 5–22)。

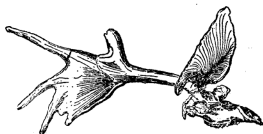


图 5-20　肿骨大角鹿的头骨及角

四不像鹿 (*Elaphurus*)，即麋鹿，是我国的特产，以前分布很广，十九世纪末已绝迹。这是一种特殊的鹿，除鹿角外，身体其它形态不大像鹿，故名。四不像鹿个体很大，角大，呈圆柱形，无眉枝，主枝分为两枝，一前一后，前枝向前弯，后枝向后伸，略平直。分布在河南、安徽、山西、河北和江苏等地早更新世到全新世的地层中(图 5-23)。

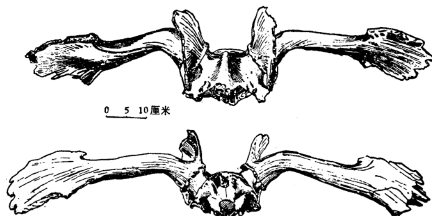



图 5-21　河套大角鹿的角　上：前面视，下：后面视

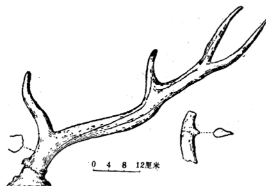



图 5-22　葛氏斑鹿　右角内侧视

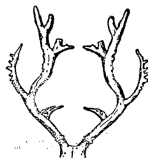


图 5-23　四不像鹿角　正面视

(2) 牛科 包括牛、羊及羚羊等反刍动物。头部有洞角，牙齿高冠，磨蚀后齿冠上有复杂花纹。牛的臼齿有齿柱，从牙根长到嚼面。上牙的齿柱在舌侧，下牙的齿柱在颊侧。



图 5-24 水牛头骨

我国常见的牛科化石有水牛、野牛、原始牛及羚羊等。水牛 *(Bubalus)*，包括很多种类，分布在亚洲。其特征是，角向上、向后或向外伸出，角心横切面呈三角形，臼齿有发达的齿柱（图 5-24）。



照片 5-3 王氏水牛头骨额面

我国北方上更新统地层中有王氏水牛 *(Bubalus wansijocki)*，北京周口店中更新统地层中有德氏水牛 *(Bubalus teilhardi)*（照片 5-3, 4）。

野牛 *(Bison)*，角长短不一，两角向头部两侧平伸，并稍向后伸，角的横切面近圆形或扁平。高冠齿，臼齿齿柱发达。我国发现有古中华野牛 *(Bison palaeosinensis)*，分布在河北泥河湾、山西太谷、榆社和陕西等地的早更新世到中更新世地层中(图5-25)。



照片 5-4 德氏水牛头骨枕面

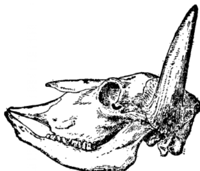


图 5-25 野牛头骨

原始牛 *(Bos primigenius)*，角粗大，微向外上方旋转，角上有纵沟，横切面呈圆形。上臼齿近方形，下臼齿的原尖和次尖经磨蚀后成扁圆到圆形，齿柱发达。分布在河北、山西及东北等地上更新统地层中（图 5-26）。

羚羊亚科包括下列属种：

旋角羚羊 *(Antilospira)*，角呈螺旋形，旋转度适中，角面上有两条棱和一系列深

沟，角心横切面呈圆形或椭圆形。上臼齿无齿柱。常见的有桑氏旋角羚羊(*Antilospira licenti*)，分布在山西榆社上新世地层中(图 5-27)。

转角羚羊(*Spirocerus*)，常见的有翁氏转角羚羊及裴氏转角羚羊。翁氏转角羚羊(*Spirocerus wongi*)，其特征是角向两侧分开，并向后倾斜，从角基到角尖旋转不多于一圈。分布在河北泥河湾、山西榆社的早更新世地层和北京周口店中更新世地层中。



图 5-26 原始牛头骨

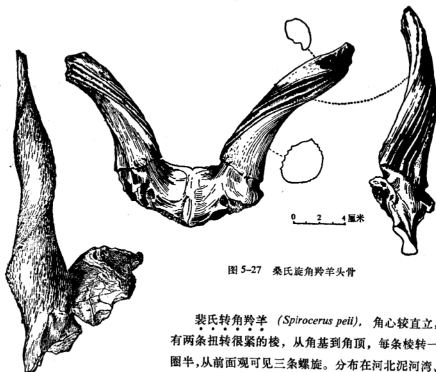



图 5-27 桑氏旋角羚羊头骨

图 5-28 裴氏转角羚羊头骨

裴氏转角羚羊(*Spirocerus peii*)，角心较直立，有两条扭转很紧的棱，从角基到角顶，每条棱转一圈半，从前面观可见三条螺旋。分布在河北泥河湾、山西榆社及北京周口店等地早更新世到中更新世的地层中(图 5-28)。

羚羊（*Gazella*），个体较小，其特征是两角近于平行或向两侧分开，平直。臼齿有齿柱。这类羚羊化石在我国发现的种类很多，例如高氏羚羊（*Gazella gaudryi*）（图 5-29）、保德羚羊（*Gazella paotehensis*）及步氏羚羊（*Gazella blacki*）等，见于山西、甘肃等地上新世地层中。此外，中国羚羊（*Gazella sinensis*）分布在山西榆社、河北泥河湾早更新世地层中。普氏羚羊（*Gazella przewalskyi*）见于内蒙萨拉乌苏、河北及东北的晚更新世地层中。

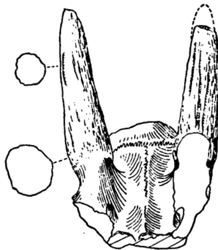


图 5-29　高氏羚羊额面视

4. 长鼻目

现代的长鼻目只有非洲象和印度象，分别栖居在非洲和亚洲南部的热带地区。但在中新世到更新世时期，除了澳洲以外，象类广泛分布在各大陆上，种类非常繁多。

长鼻目的头骨和牙齿表现出多方面的特化。从早期到晚期，头骨随着牙齿和长鼻的不断加大而加大。象的大牙是由第二对门齿发展成的，无牙根，终生持续生长，由致密坚硬的齿质组成，珐琅质层很薄，只限于牙齿的顶端。

象的颊齿是鉴定象化石的主要依据，其生长方式很特殊，在牙床内从后边斜着向前生长。上颊齿从后边向前、向下移动生长，下颊齿向前、向上移动生长。因此，牙齿以倾斜的方式被磨蚀。当它慢慢地生长并向前推移时，后牙把前边的一个牙齿挤掉，并代替其位置。

象类的颊齿可分为低冠齿和高冠齿，第三纪的基本上是低冠齿，第四纪的为高冠齿。在进化过程中，象类的臼齿齿脊数目逐渐增多，由最早的两个增加到晚期的 30 个。晚期的象类，齿脊变成紧密排列的齿板。上新世以前的象，齿脊数目在五个以下；上新世的，不超过 10 个；更新世的，多在 10 个以上。该特征在最后一个臼齿上表现最为明显。

鉴定象牙化石，首先应注意每个牙齿的上、下、前、后、内、外的位置。牙齿前面磨蚀程度深，后面较浅或未被磨蚀。上颊齿的外缘（颊面）凸出，下颊齿的内缘（舌面）凸出。上臼齿的嚼面向下凸出，下臼齿的嚼面向下凹入。

在我国晚新生代地层中发现了丰富的象类化石。中新世和上新世主要是乳齿象类，第四纪是真象类。

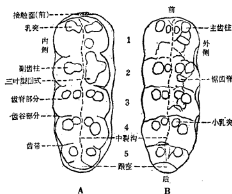



图 5-30　乳齿象类臼齿构造图

A: 嵌齿象　　B: 锯齿象

(1) 乳齿象 (*Mastodon*)　乳齿象臼齿低冠，齿冠上的齿尖成圆锥状乳突，或由乳突连结成齿脊，中间颊齿由三列到五列乳突组成。臼齿的轮廓成长方形，最后面的第三臼齿呈圆形或三角形，具有重要的鉴定意义。

乳齿象按其齿脊的数目可分为三棱齿象 (*Trilophodon*)、四棱齿象 (*Tetralophodon*)、五棱齿象 (*Pentalophodon*) 和互棱齿象 (*Anancus*)。这几种乳齿象都是上新世的重要化石，广泛分布在我国山西、陕西上新世地层中 (图 5-31, 32)。

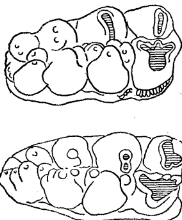


图 5-31　三棱齿象牙齿

(2) 真象　包括剑齿象、古菱齿象、原齿象及猛犸象。其牙齿特征是: 一个接一个地生长和使用，在成年个体上每一个牙床上至多同时只保存有两个牙齿。牙齿很大，第三臼齿最大。高冠齿，齿脊数目增多，由 10—27 个齿脊组成，称为齿板。

剑齿象 (*Stegodon*)，其特征为上门齿长大，但弯度很小。臼齿半高冠，中间的颊齿齿脊为 6—11 个，最后一个臼齿有 9—15 个。齿脊由一系列小乳突组成。我国常见的剑齿象化石有:

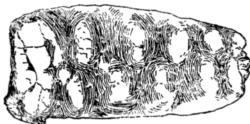


图 5-32　中国互棱齿象第三右上臼齿

师氏剑齿象 (山西剑齿象) (*Stegodon zdanskyi*)，个体大，门齿直而长，每一齿脊上有 8—18 个乳突，第三臼齿有 6—8 个齿脊和一个跟座。分布在山西榆社等地上新世地层中(图 5-33)。

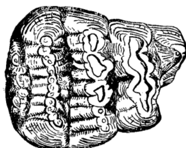


图 5-33　师氏剑齿象第三右下乳齿

桑氏剑齿象 *(Stegodon licenti)*，个体小，每个齿脊上有 3—5 个乳突，个别的有 8 个。分布在山西榆社早上新世的地层中(图 5-34)。



图 5-34　桑氏剑齿象第二右下臼齿

东方剑齿象 *(Stegodon orientalis)*，其特征是臼齿很长、很窄，乳突发达，为大量白垩质覆盖，是我国分布最广最丰富的象类化石，主要分布在长江以南各省及山西、陕西等地更新世地层中。

古菱齿象 *(Palaeoloxdon)*，门齿比较直，末端轻微向上向内弯，臼齿齿脊底部成菱形。我国北方更新世地层中发现的这类象化石称为纳玛象 *(Palaeoloxdon namadicus)*，是中更新世的重要化石(图 5-35)。

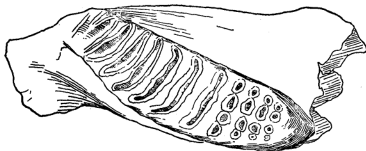


图 5-35　纳玛象右下第三臼齿

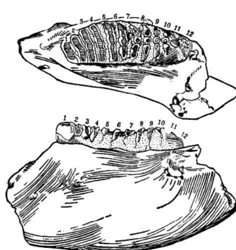



图 5-36 平额象左下第三臼齿

原齿象（*Archidiskodon*），包括平额象和南方象。平额象（*Archidiskodon planifrons*）门齿稍弯曲，从内向外弯。第二臼齿齿脊数目 8—9 个，第三臼齿 8—12个，牙齿的釉质层厚 3.5—4 毫米。是我国北方早更新世地层中的重要化石（图 5-36）。

猛犸象（*Mammuthus*），是第四纪冰期时的特有动物。猛犸象化石几乎遍布欧亚大陆和北美大陆的北部。在我国分布在北纬 38°以北的地区，主要在东北和内蒙东部。生存的时代从中更新世到晚更新世，甚至延续到全新世初，但以晚更新世最为繁盛。猛犸象居住在冻土地带和草原地区，食苔藓植物及其它草本植物和小灌木等。它们的分布范围与冰川的扩张和消退有密切关系。我国发现的猛犸象化石有松花江猛犸象和真猛犸象等。

猛犸象的特征是，身披长毛，门齿长大，强烈弯曲并旋卷，最长可达 5 米。臼齿宽大，齿脊增多，紧密排列成齿板，下第三臼齿的齿板数目由早期的 19 个发展到晚期的 27 个（图 5-37，38）（照片 5-5）。

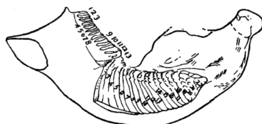


图 5-37 真猛犸象下颌

第二臼齿正在磨蚀　　第三臼齿向前生长

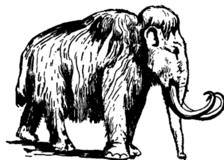


图 5-38 真猛犸象复原图



照片 5-5 猛犸象复原像

5. 食肉目

这类动物以捕食其它动物为生,包括很多已绝灭种和现生种,从古新世起一直生存到现代,分布广,几乎遍布全球。食肉动物的体形及大小各不相同,但体格匀称,强健有力,感觉器官发达,行动敏捷,足有四趾或五趾,趾端有尖锐弯曲的爪。

牙齿特征,门齿小,犬齿特别发达,呈锥形,臼齿的嚼面有尖锐的突起,上颌最后一个前臼齿和下颌第一臼齿特别大,称裂齿,用以撕裂食物。其它臼齿则退化或消失。杂食性的臼齿齿冠呈方形,并多瘤,如熊猫等。

第四纪地层中常见的食肉类化石有:

(1) 犬科　是食肉类中较主要的一类,包括犬、狼和狐等。直隶狼(*Canis chihliensis*),分布在我国北方早更新世地层中。

(2) 熊科　体型大,前臼齿退化,裂齿缩短,第二下臼齿较大,齿冠多瘤,如洞熊(*Ursus spelaeus*),分布在北京周口店中、晚更新世地层中。

(3) 浣熊科　以大熊猫(*Ailuropoda*)为代表。体型大,犬齿退化,颊齿宽大,多瘤状,低冠齿,第一上臼齿成方形,第二上臼齿成长三角形,跟座有许多瘤状尖。主要分布在我国华南的早至晚更新世地层中。此外,北京周口店、陕西蓝田的中更新世地层中也有发现(图 5-39)。

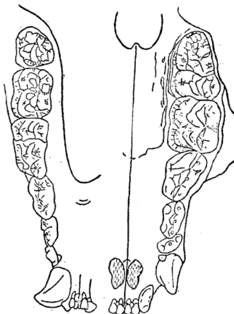


图 5-39　大熊猫
左:下颌　右:上颌

(4) 鬣狗科　大型食肉类,居住在草原带。化石,在欧亚大陆分布在中新世到更新世地层中,在北美和非洲分布在更新世地层中。我国第四纪地层中有下列化石:

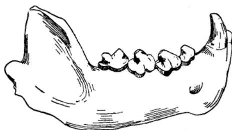


图 5-40　中国鬣狗左下颚骨

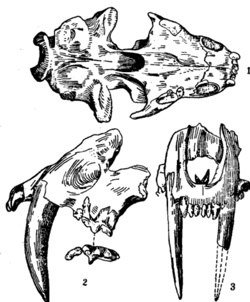


图 5-41 泥河湾剑齿虎
1. 上颌骨 2. 侧视 3. 前视

桑氏鬣狗(*Hyaena licenti*)，分布在河北泥河湾、云南元谋、广西巨猿洞及陕西蓝田的早更新世地层中。

中国鬣狗(*Hyaena sinensis*)，分布在北京周口店、四川万县盐井沟及陕西蓝田等地中更新世地层中(图 5-40)。

(5) 猫科 是食肉目中高度发展的一种。晚新生代地层中以剑齿虎化石最为重要，是划分地层的标志之一，其特征是上犬齿很大，呈剑形，下犬齿退化，上裂齿分成三个尖。例如泥河湾剑齿虎(*Megantereon nihowanensis*)，分布在河北泥河湾、山西榆社上新世或早更新世地层中(图5-41)。

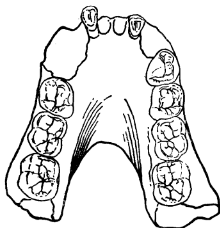
6. 灵长目

是哺乳动物中最高等的一类，种类繁多，包括猴和猿。人类也属于灵长目。其特征是：脑高度发达，颅骨接近球形，听觉、嗅觉及视觉都很发达，眼睛向前。颊齿呈丘形。四肢灵活，高等猿类可以直立行走。

猿科与人类最接近，现代只有四种生活在非洲和亚洲南部。在晚新生代地层中猿类化石极为珍贵，是划分地层和研究人类进化的重要依据。

猿类的犬齿发达，上臼齿成方形，有四个尖，下臼齿有四个尖，前臼齿有两个尖。前肢比后肢长，步行时半直立。

1980 年在我国云南禄丰发现了拉玛古猿(*Ramapithecus*)的头盖骨，这一重大发


图 5-42 巨猿的下颌骨

现引起了世界的重视，对于研究人类的进化有重要意义。拉玛古猿的头盖骨化石埋藏在禄丰石灰坝上新世含褐煤的地层中。此外，在云南开远小龙潭上新世煤系中也发现过它的牙齿化石。

巨猿(*Gigantopithecus*)，是一种特别巨大的猿类。化石发现在广西柳城、武鸣和湖北建始的石灰岩洞穴堆积中，时代为早更新世到中更新世(图 5–42)。

### III. 我国的第四纪哺乳动物群

研究第四纪哺乳动物群，应注意动物群体的组合，尤其是动物的新老比例关系，即残余种和新生种所占的比例多少，这对于确定动物群的时代极为重要。例如，三趾马是我国北方上新世分布很广的动物，到更新世初已大量绝灭，只有少量残余者，而真马则是第四纪开始出现的马类，是第四纪的新生种，具有划分地层时代的意义。

第四纪的哺乳动物，虽然有些在第三纪就已出现，但与第四纪的种属有很大差别，动物群的性质也不相同。我国北方上新世动物群以三趾马为典型代表，又称三趾马动物群，其中还有大唇犀 (*Chilotherium*)、四棱齿象 (*Tetralophodon*)、剑齿虎(*Machairodus*)、长颈鹿(*Palaeotragus*)、羚羊(*Gazella*)等，属于森林—草原型动物群。该动物群分布很广，向西可达柴达木盆地、喜马拉雅山，并直到东欧一带。到了早更新世，我国北方逐渐变得干凉，许多上新世的哺乳动物开始绝灭或发生迁移，于是引起了南北方动物群的分异。因此，在我国，第四纪可以划分出北方型和南方型的哺乳动物群。

#### 1. 早更新世北方型动物群——泥河湾动物群

该动物群的标准地点在河北阳原泥河湾一带。由于其中保留了第三纪残留的、并特化了的长鼻三趾马，同时又有真马出现，因此又称为长鼻三趾马—真马动物群 (*Proboscidipparion—Equus* Fauna)。其特点是：

(1) 保留了少量第三纪末期的残余种属，如貅犷(*Postschizoftherium*)；(2) 演化出一些特别种属，如长鼻三趾马、板齿犀等；(3)出现了更新世特有的种属，如三门马、梅氏犀、居氏大河狸(*Trogontherium cuvieri*)、中国貉(*Nyctereutes sinensis*)、步氏大角鹿、平额象、巨骆驼(*Paracamelus gigas*)、中国古野牛等，它们的出现标志着已进入第四纪时期。该动物群的分布，西至青海，北达阴山，南到淮河流域。

泥河湾动物群同欧洲的维拉弗朗动物群很近似。维拉弗朗动物群定为早更新世，既包括上新世的种属，也包括更新世特有的种属。譬如，平额象与乳齿象共生，真马与三趾马共生，并有剑齿虎、鬣狗等。虽然我国与欧洲相距遥远，一些化石的种并不完全一致，然而从动物群的性质看，两者是可以对比的。

### 2. 早更新世南方型动物群

(1) 元谋动物群 标准地点在云南省北部的元谋盆地。在该盆地河湖相地层中含有丰富的哺乳动物化石，发现了元谋人的牙齿化石。该动物群包含第三纪的残余种，如爪蹄兽(*Nestoritherium*)、枝角鹿(*Cervuceros*)等。属于早更新世的典型代表有元谋狼、鸡骨山狐(*Vulpes* cf. *chikushanensis*)、昭通剑齿象(*Stegodon zhaotongensis*)、云南马、中国犀、山西轴鹿(*Axis shansius*)等。这个动物群兼有北方上新世与更新世初期动物群的特点，又与华南动物群有一定关系，但缺少华南的大熊猫——剑齿象动物群中的典型种类，如大熊猫、貘、猩猩及猕猴等。因此可以看出，元谋动物群与华南动物群的关系，远不如同北方上新世及早更新世动物群的关系更为密切。

(2) 广西柳城巨猿动物群 标准地点在广西柳城巨猿洞。除了含巨猿(*Gigantopithecus*)化石外，还含有较多古老的哺乳动物化石，如前东方剑齿象、似锯齿嵌齿象(*Trilophodon serridentoides*)。更新世的动物化石有：巨貘(*Migatapirus*)，中国犀，云南马，纳玛象，东方剑齿象，猩猩(*Pongo*)，金丝猴(*Rhinopithecus*)，猕猴(*Maccaca*)，豪猪(*Hystrix*)，黑鹿(*Rusa*)，水牛，野牛，麂(*Muntiacus*)，野猪(*Sus scrofa*)，大熊猫(*Ailuropoda melanoleuca*)，熊猫(*A. microta*)，中国鬣狗等。该动物群又称巨猿—大熊猫—剑齿象动物群，属于中国—马来亚动物区系，是典型的热带及亚热带类型。

### 3. 中更新世北方型动物群—周口店动物群

以北京周口店北京猿人化石产地的哺乳动物群为代表，称北京猿人—肿骨鹿动物群(*Sinanthropus—Sinomegaceros* Fauna)。其特点是：

(1) 中更新世哺乳动物群的南北分异已非常明显。因此，该动物群更具有北方动物群的特点，第三纪残留的一些古老种属大多数已消失，只有个别的种属保存下来，如剑齿虎。

(2) 早更新世泥河湾期的一些种属部分保留下来，如三门马、居氏大河狸、中国貉、中国鬣狗等。

(3) 出现了较多的中更新世特有种属，如肿骨鹿、纳玛象、梅氏犀、洞熊等。

(4) 有大量的进步种属出现，如狼、狐、獾(*Meles leucurus*)、猞猁(*Lynx lynx*)、豹(*Felis pardus*)、转角羚羊以及小型啮齿类。

(5) 含有重要意义的北京猿人化石及其文化遗迹。

但是，周口店动物群的组成相当复杂，既有北方种类，也有南方种类，推测当时的气候环境较为湿润温暖。根据动物群中各种动物的生活习性分析，发现有栖息于森林中的种

类，也有生活在草原、疏林、山地或河湖沼泽地带的种类。近年来对化石进行分层研究的结果，又发现不同层位的动物群所代表的生态环境也不同。年代学的研究表明，周口店动物群生活的时代很长，在距今 70 万年—23 万年之间。

陕西蓝田公王岭动物群，时代略早于周口店动物群，性质与周口店动物群近似，但含有明显的南方动物群的色彩，其中有大熊猫、东方剑齿象、貘、水鹿等，都是华南中更新世动物群的重要成分。有蓝田猿人化石，它比北京猿人更原始。此外，较老的动物成分占有较大比例。因此，公王岭动物群属于中更新世早期。

4. 中更新世南方型动物群—盐井沟动物群

标准地点在四川万县盐井沟的石灰岩裂隙式洞穴中。代表性的化石是大熊猫和东方剑齿象，因此，也称为大熊猫—剑齿象动物群。但该动物群中缺少巨猿化石，不同于柳城动物群。

动物群的特点是，主要成员为典型的南方种类，如大猩猩、大熊猫、巨貘、中国犀、豪猪、竹鼠(*Rhizomys sinensis*)及水鹿等。也有少数北方的种属，如纳玛象。这一动物群在南方分布广泛，北至秦岭南坡，向南与泰国、缅甸等地的动物群相接连。

5. 晚更新世北方型动物群—萨拉乌苏动物群

我国北方晚更新世动物群十分复杂，既包括喜温湿的类型，也包括喜干冷的类型，以内蒙萨拉乌苏河一带河湖相沉积中发现的动物化石为代表。此外，在河北迁安爪村等地，也发现了类似动物群。特点是：中更新世前的一些种类已经绝灭，如中国鬣狗、剑齿虎、梅氏犀、三门马及丁氏鼢鼠。中更新世出现的某些种类得到发展，成为晚更新世的主要种属，其数量和体形都已增大，如洞穴鬣狗、披毛犀、鄂尔多斯大角鹿、转角羚羊、王氏水牛、骆驼、纳玛象及驼鸟等。出现了现代还生活的种属，如野驴(*Equus hemionus*)、赤鹿(*Elaphus*)、牛、野牛、驼鹿等。此外，在该地区还发现了人类化石及其文化遗迹。

萨拉乌苏动物群属草原型群体，可能是温湿性草原或疏林草原，代表晚更新世早期的一个偏暖阶段。

6. 晚更新世东北寒冷动物群—猛犸象、披毛犀动物群

在冰期气候影响下，该动物群在晚更新世广泛分布在欧亚大陆及北美大陆的北部。在我国东北地区发现过大量化石，除典型的代表猛犸象及披毛犀外，还有赤鹿、鄂尔多斯大角鹿、最后鬣狗、野牛、麝、东北斑鹿等。

在西伯利亚北部冻土层中和北美的阿拉斯加都发现过带有完整软体组织的猛犸象尸

体，体外披有棕褐色的长毛，长 20—30 厘米，背部长毛达半米，皮下脂肪层厚达 9 厘米。头部有高耸的大"驼峰"，可以储存脂肪，以御寒冬。胃里保存的食物残渣是冻土带的苔藓及草本植物。证明它们生活的环境是冻土苔原及寒冷的草甸地带，七月平均温度约 8°—13℃左右。根据西伯利亚冻土层中发现的六个猛犸象及一个披毛犀的 $C^{14}$ 年龄测定，其生活年代最早的为 47,500 年，最晚的为 11,700 年，相当于最后一次冰期的中、晚期。我国的猛犸象化石经 $C^{14}$ 测定，其年龄在 28,000 年到 12,000 年之间。

猛犸象分布的北界达北纬 75°，南界在北纬 40°以北。在我国则向南突出，可达北纬 38°55′。披毛犀遍布欧亚大陆北部，未达北美，其北界为北纬 72°，南界为 33°。当冰期开始时，气候恶化，北方动物由北向南扩展，使较低纬度地带的动物群面貌开始发生变化，但开始时并不显著，寒带动物的数量也不多，整个动物群仍然为温带动物群的色彩。喜冷动物群只有在冰期的较晚期才显示出。到冰后期，随着气候的转暖，猛犸象及披毛犀迅速趋于绝灭。

### 7. 全新世动物群

我国全新世动物群的面貌与现代基本一致。全新世气候转暖，我国由于疆域辽阔，地形复杂，气候带从寒温带到热带均有分布。动物群因自然条件的影响可分为南北两大动物区系，并以秦岭为界，北部称古北区，南部称东洋区。这个时期更新世特有种多数已经绝灭，只保留了个别种类。古北区动物的化石以麋鹿为代表，主要分布在江淮流域，以及北京、河南等地。与其共生的有牛、野马、野驴等。东洋区的动物化石种类丰富，有鹿、猪、大熊猫、斑鹿、象、牛等。

总之，第四纪是哺乳动物高度发展的时期。我国哺乳动物群的划分表明，陆生哺乳动物演化阶段显示出第四纪发展的主要阶段。第四纪虽然时间短暂，但由于哺乳动物演化较为迅速，因此，生物地层学原则在划分陆相第四纪地层中具有十分重要的意义。

## 二、人类的发展及古文化分期

第四纪是人类出现和发展的时期。第四纪地层中保留着丰富的古人类化石及其文化遗迹。在我国，无论北方或南方，已经发现了大量的人类化石和石器，它们代表了人类发展的各个阶段，其中包括可能是人类的远祖拉玛古猿。

从猿演化到人，经历了漫长复杂的过程。在这个演化过程中，直立行走和劳动起着决定性的作用。第三纪末期，由于强烈的地壳运动以及气候变化，森林范围缩小，古猿从树居生活开始转向地面生活，为了谋生和自卫，他们频繁地使用前肢，因而加速了前后肢

的分化，终于演化为用后肢行走，这就完成了从猿转变到人的具有决定意义的一步。人类有意识的劳动是从制造工具开始的。最初古猿用石块敲击另一石块，打制成适合于一定用途的粗糙的带有边刃或尖棱的石器。这就是制造工具的开始，也是人类所特有的劳动标志，也是人类区别于猿类的唯一标准。经过漫长岁月的努力，人类在劳动中使手完善起来，并在劳动中创造了语言。劳动和语言的发展，又促进了脑的发展，从而创造了人类(图5-43)。

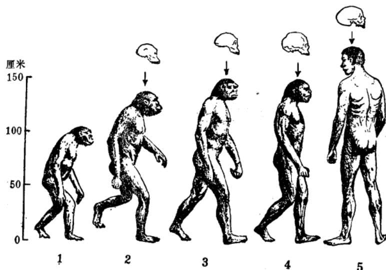



图 5-43　从猿演化到人(据R. F. 弗林特)
1. 拉玛古猿　2. 南方古猿　3. 爪哇猿人　4. 尼安德特人　5. 现代人

人类使用石器与自然斗争，经历了很长的时间，占据了人类全部历史的 90%以上。这个时期，在考古学上称为石器时代。其中使用打击石器的时期称为旧石器时代，即从更新世早期到更新世晚期。使用磨制石器的时期称为新石器时代，即全新世。两者之间还可划分出过渡时期的中石器时代。

在我国已发现的人类化石，按时代顺序简述如下：

1. 元谋人

在云南元谋盆地大那乌村附近的河流相地层中发现了猿人两颗门齿化石。经鉴定这两颗牙齿属于同一个成年直立人的个体，定名为直立人元谋亚种 *(Homo erectus yunmounensis)*。年龄为 170 万年。是我国目前发现最早的猿人化石。

2. 蓝田猿人

1963年和1964年在陕西蓝田的陈家窝子和公王岭分别发现了猿人的下颌骨和头盖骨,定名为蓝田猿人(*Sinanthropus lantianensis*)。陈家窝子的猿人下颌骨与北京猿人相近,牙齿较大,其时代与北京猿人相当,大约40多万年。公王岭的蓝田猿人头盖骨及其伴生的许多动物化石埋藏在公王岭厚层红色土中,头盖骨可能是大约30多岁的女性。头骨高度很小,脑量很少,头骨壁极厚,眉骨脊极为粗壮,这些情况表明公王岭蓝田猿人更为原始些。经古地磁测定其年代为80—100万年。

3. 北京猿人

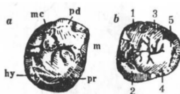
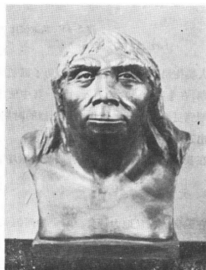



图5-44 北京猿人的臼齿
a. 右上臼齿, b. 右下臼齿
1. 下原尖 2. 下后尖 3. 下次尖
4. 下内尖 5. 下次小尖

在北京西南周口店的龙骨山,有一巨大洞穴堆积,其中埋藏着丰富的动物化石和北京猿人的遗骸与文化遗迹。从1927年开始,曾找到两枚牙齿,经步达生(D. Black)定名为中国猿人北京种(*Sinanthropus pekinensis*),后来通称为北京猿人。1929年12月4日,裴文中等在这个洞穴堆积中发现了北京猿人的第一个完整的头盖骨,从此揭开了人类发展史上的重要一页,解决了猿人究竟是猿还是人的长期争论,确立了猿人阶段在人类发展史中的地位,并推定北京猿人的年代为40—50万年(照片5-6)。北京猿人遗址(第一地点)的大量遗迹证明,猿人已经能够狩猎和用火。与猿人共生的动物群即周口店动物群。近30年来在周口店第一地点继续发掘,又发现了丰富的人类遗迹及动物化石,并于1978年到1979年开展了综合研究,取得了多方面的研究成果。通过多种手段的年代学研究,证明北京猿人化石产地的层位年代约40多万年。



照片5-6 北京猿人复原像

北京猿人的牙齿,齿冠和齿根都比现代人的硕大和粗壮。牙齿特点介于猿和人之间,全部下臼齿都有5个或6个牙尖,上门齿的舌面中部低凹成为铲形(图5-44,

45)。

北京猿人已经能够直立行走，四肢基本上和现代人一样，身长约 1.56—1.57 米。

北京猿人的文化，属于旧石器时代初期的文化。在周口店洞穴中发现的石器都是打制石器，以石片为主，石核较少，其中有砍伐器、尖状器和刮削器等。此外，北京猿人化石产地不仅有用火的遗迹，并且可以看出用火痕迹限于一定的地方，这说明不是野火，而是猿人有意识地使用火的结果。但还没有证据证明他们能够人工取火，只能利用和保存天然火种。就全世界范围而言，迄今为止北京猿人是人类历史上用火最早的人。人类在长期劳动中逐渐认识了火，掌握了火的燃烧规律从而控制火，这是人类和自然界进行斗争的伟大胜利。

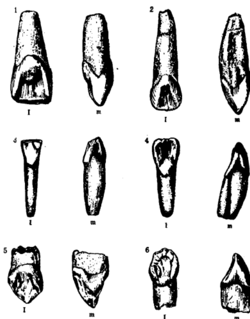


图 5-45　北京猿人牙齿

1. 左上第一门齿 2. 右上第二门齿 3. 右下第一门齿
4. 左下第二门齿 5. 右上第一犬齿 6. 左下第一犬齿
注：I：为舌面 m：为外侧

蓝田猿人文化比北京猿人文化更原始些，石器有锤击法打制的厚尖状器、砍砸器、刮削器和石球。从类型上已有分化，但一器多用较明显。蓝田猿人文化与山西较晚期的匼河文化及丁村文化有密切关系。

4. 古人及其文化

中更新世末至晚更新世初，人类的历史进入了一个新阶段。在这个时期的地层中发现了古人(或称早期智人)及其文化遗迹。考古学上称这个时期为旧石器时代中期。古人生活在距今 20 万年—5 万年前，更接近于现代人，脑量约 1400 毫升。古人的手比猿人能更自由地劳动。股骨比现代人弯曲些，说明他们直立的姿势还不如现代人。

我国发现的古人有：陕西大荔人，山西丁村人，广东马坝人，湖北长阳人，内蒙萨拉乌苏河套人。

大荔人是 1978 年 3 月在陕西大荔段家公社甜水沟发现的，是一个世界上罕见的完整的头骨化石，发现后由西北大学王永焱及薛祥煦等进行研究，后由科学院古脊椎所继续研

究。大荔人的系统位置介于北京猿人与马坝人之间，对于研究古人起源问题有重要意义。

丁村人，1954年发现于山西襄汾丁村，先发现了三颗牙齿，后又发现了小孩颅骨，以及大量石器和脊椎动物化石。丁村文化相当于旧石器时代中期。丁村石器加工比较精细，以砍斫器和三棱大尖状器为特点。

5. 新人及其文化

晚更新世末期地层中，在我国发现了现代类型的人类化石，这种人属于智人晚期，例如，广西柳江人，四川资阳人，山西峙峪人，周口店山顶洞人。新人文化属于旧石器时代晚期，除了打制石器外，还出现了钻磨石器。此外还有骨器及装饰品，如骨针和骨锥等。

山顶洞文化是旧石器时代末期的文化。山顶洞位于周口店北京猿人产地顶部的一个洞穴中，在其中发现了八个人的个体，并有大量动物化石及文化遗物。山顶洞人的石器并不多，但有骨器、骨针、角器及钻孔的石珠等装饰品。山顶洞人已会人工取火和缝制衣服。山顶洞人的年龄为距今18,800余年。

全新世早、中期为新石器时代，最有代表性的地点为西安半坡遗址，距今约6000年左右。

古人类学及考古学是专门的学科，第四纪地质研究的任务是利用其成果，进行地层划分及恢复古地理环境。

## 三、第四纪无脊椎动物群

第四纪无脊椎动物包括微体动物及软体动物。微体动物化石极小，必须在显微镜下鉴定，其中最主要的有有孔虫、放射虫、介形虫等。这类生物包括单细胞动物和一部分微小的多细胞动物。这些微体动物群对于环境的反映很灵敏，是研究沉积岩相和第四纪古气候的重要标志。尤其在大平原区和海洋盆地很难取得大型脊椎动物化石的情况下，可通过钻孔岩心获得大量微体化石，从而用来重建古气候、古海面、古地理环境及地层年代。

1. 有孔虫

有孔虫是第四纪海相地层中最重要的化石之一。它属于原生动物，是一种海生的单细胞动物。体外被外壳包围，壳体大小只有几分之一毫米至几毫米；另有一部分有孔虫可大到几十毫米甚至百毫米，称为大有孔虫。有孔虫在海水中的生活习性不同，分为浮游的和底栖的两大类，前者随海水漂浮，后者在海底爬行或营固着生活。还有少数底栖有孔虫

可生活在海陆过渡相的水域中。有孔虫的外壳分为钙质壳及胶结质壳两类。胶结质壳也叫砂质壳，只有一部分底栖有孔虫具有这种壳体。其他有孔虫的壳都是钙质的。

从寒武纪到现代，海洋中都有有孔虫分布。第四纪海相地层中常见的有孔虫类有：

（1）粟米虫目　属底栖有孔虫，包括抱环虫（*Spiroloculina*）和五块虫（*Quinqueloculina*）等。

（2）轮虫目　此目属种最多，可分为六类，即螺旋壳的轮虫类，平旋壳的九字虫类，辐射状壳口的瓶虫类，列式壳类，以及浮游有孔虫类。壳壁都是透明玻璃质的。包括卷转虫（*Ammonia*）、假轮虫（*Pseudorotalia*）、圆盘虫（*Discorbis*）、面颊虫（*Buccella*）、九字虫（*Nonion*）、希望虫（*Elphidium*）、瓶虫（*Lagena*）。浮游有孔虫类包括抱球虫（*Globigerina*）、圆球虫（*Orbulina*）、圆辐虫（*Globorotalia*）。

有孔虫分布广泛，对海洋环境反映灵敏，在不同深度的海水中，有不同种属的有孔虫群。滨岸浅水区，以轮虫类、粟米虫类、九字虫类以及胶结壳类为主；深度50米以外的陆架区，瓶虫类和列式壳类含量增多；深度200米以外的大陆坡，以浮游有孔虫占优势；在深海盆地水深超过4,000米时、钙质壳可以溶化，而以结构复杂的胶结壳有孔虫为主。因此，根据有孔虫化石群的性质可以推测当时所代表的古海水深度。我国南部黄海沉积中有三种卷转虫，分别代表不同的深度，其中毕克卷转虫（*Ammonia beccarii*）分布在<20米的滨岸区，压扁卷转虫（*Ammonia compressiuscula*）分布在20—50米深的浅水区，结缘寺卷转虫（*A. ketienziensis angulata*）分布在大于50米深的水域。随着水深的加大，浮游有孔虫化石群的比例也相应增大。

不同属种的有孔虫的分布还受海水温度控制，可用来作为恢复古海水温度的指标。“大有孔虫”皆为热带暖水中的生物，而饰带透明虫（*Hyalina balthica*）、冷水面颊虫（*Buccella frigida*）等是冷水的代表。浮游有孔虫中的圆球虫、圆辐虫等属暖水类型，而厚壁抱球虫（*Globigerina pachyderma*）是冷水种。同一个种的壳体，其不同的旋转方向也可指示海水温度，如厚壁抱球虫、截锥圆辐虫（*Globorotalia truncatulinoides*）等，当温度低时多为左旋壳（背视逆时针方向旋卷），温度高时多为右旋壳（顺时针旋卷）。根据两者的比例关系可作出古温度曲线，从而划分出冰期和间冰期的更替。

有孔虫的盐度反映。大多数有孔虫是窄盐性生物，生活在正常盐度的海水中。少部分有孔虫具有广盐性，生活在海陆过渡相环境中，如河口、泻湖、海侵后残留的湖海及盐湖等水域，这类水域属半咸水。也有些属种生活在高盐度的海水中。

广盐性有孔虫有毕克卷转虫、九字虫类以及胶结壳类有孔虫。海陆过渡相的有孔虫群的特点是：（1）属种单调，均属广盐性；（2）壳体小，壳壁薄；（3）畸形个体多；（4）常与陆相生物共生。

我国东部平原区，根据钻孔岩心中有孔虫的研究及其它标志，确定了第四纪以来发生的六次海浸，并根据有孔虫属种的生态类型，恢复了海浸时水域的性质。近年来，世界各大洋通过深海岩心的有孔虫研究，对恢复第四纪期间大洋盆地的古气候变化、古海水温度等方面取得了一系列重大成果。

2. 介形虫

介形虫是一种微体节肢动物，生活领域十分广泛，在一切天然水域中都能生存，有淡水、半咸水及咸水介形虫，而以浅海和湖沼中最多。介形虫也分为底栖及浮游两大类，对沉积环境有一定的反映。在海相地层中，其重要性仅次于有孔虫。在我国东部产石油的新生代海陆相地层中介形虫化石极为丰富。介形虫群的特性，对划分地层具有重要意义。

我国东部第四纪地层中常见的介形虫，海相层中有新单角介、豆艳花介、翼花介、中华丽神介等；海陆过渡相中有中华丽花介、玻璃介等；陆相地层中有土星介、玻璃介、湖花介等。介形虫化石群还可以作为古盐度、古深度、古温度和古水文等多方面的标志，从而恢复古气候及古环境。

3. 软体动物化石

第四纪软体动物有的生活于海滨，有的生活于河湖沼泽。常见的第四纪软体动物化石有斧足纲和腹足纲。由于第四纪时间短暂，海生软体动物的演化不甚显著，而内陆水域的软体动物，因环境变迁频繁，所以演化较为明显。软体动物群的组合，可以反映水盆地的发展历史及古地理环境。例如，海相软体动物化石不仅可以鉴定海相层，而且还可确定当时的海岸带及潮间带的位置。陆生软体动物化石可分为静水型，如塘螺、平卷螺；流动水型，如大楔蚌、对丽蚌；池沼型，如瓦娄蜗牛等。根据各种类型所占的百分比，可以判断生态环境变化的情况。譬如，在华北平原第四纪地层中，海生软体动物化石有雪蛤、伊萨伯利蛤、短齿蛤等，它们现在生活于黄海以南的沿海地带，而现在的渤海海域并无这些生物。因此可以判断，包含上述化石的海相层，其沉积时的气候较现在温暖，应与现今的黄海、东海沿岸的气候相似。

## 四、第四纪植物群

第四纪期间，我国各地气候发生了显著变化，迫使植物群的组合与分布随之发生巨大改变。第四纪植物群是从第三纪发展而来的。我国老第三纪植物群以热带、亚热带常绿

阔叶林或常绿阔叶一落叶阔叶混交林为特征。新第三纪由于喜马拉雅造山运动的影响，古地中海自东向西退出，欧亚大陆和印度次大陆接连在一起，青藏高原的隆起，自然条件发生了巨大变化，植物区系也随之而变化。

自新第三纪开始，我国东部受季风影响，形成了以阔叶林为主的植物区系，并出现了植物群的南北分异。北部以落叶阔叶林为主，含亚热带常绿树成分；南部则以常绿阔叶林为主。在东部地区发现的新第三纪植物化石点较多，如山东临朐山旺的中新世植物群，以北亚热带常绿树及落叶阔叶树为代表；山西榆社、武乡上新世植物群，以暖温带落叶阔叶树为主，草本植物增多，并含有部分亚热带树种。

我国西部的青藏高原，新第三纪以栎、桦一灌丛植物为特征。在横断山脉的谷地有热带、亚热带常绿林，混生部分落叶阔叶树。西北地区属内陆森林草原及草原植物群。新疆西部因受古地中海影响，中新世存在亚热带植物，至中新世末期，古地中海气候的影响减弱以至消失，草原面积扩大，植被面貌与内陆趋于一致。

第四纪冰期气候的出现，加速了植物群的分化与演变。草本植物高度繁荣，它们多由木本植物演化而来，生态类型也发生了很大变化，一年一枯一荣，利用种子或根部延续生命。第四纪植物逃避恶劣气候的另一途径，就是大规模迁徙，即随着冰期和间冰期的多次更替，植物群发生频繁的迁徙。植被带的迁移有三个方向：一是受纬度方向控制，沿着南北方向迁移，这是全球性的移动；第二是受经度方向的控制，沿东西方向迁移；第三是受地形高度控制，在山岳地区植物群作垂直方向的移动。在北半球第四纪冰川鼎盛时期，大陆冰盖和永久冻土区的范围扩大，植物带发生显著移动，北方耐干寒的植物向南迁移，喜湿热的植物带向低纬方向压缩。间冰期气候转暖，植被带又向高纬方向移动。全球各个地区由于自然地理环境的不同，植物迁移的距离和方向并非完全一致，迁移过程中也并非所有的属种皆能回到原来的分布区。

我国第四纪期间只发育了山岳冰川，生物界并未因冰期的出现而大量绝灭，相反有些古老的种属却完好地保存了下来，如银杏、水杉、苏铁等，都是我国珍贵的活化石。特别是南方和西南地区的河谷和盆地，地形较封闭，避免了气候恶化的影响，成为局部优良生境，使孑遗植物有了避风港，因而能够保存下来。

第四纪期间，我国植被带的纬度方向的迁移只有在东部及东南部才明显地反映出来。大兴安岭北部的寒温带，分布着落叶针叶林。从东北东部到秦岭、淮河流域的温带及暖温带，为针叶一落叶阔叶混交林、落叶阔叶林、温带针叶林及落叶灌丛。淮河到南岭为落叶阔叶一常绿阔叶混交林、常绿阔叶林、亚热带针叶林及竹林。西南地区有硬叶常绿阔叶林及刺灌丛。南岭以南和滇南属于热带雨林、季雨林、热带针叶林等。

第四纪我国植被带的经度方向迁移也十分明显，东部湿润多雨，特别是东南地区植被

类型为各种森林，华北为森林草原。向西降水量减少，受大陆性气候控制，植被为草原、干草原及荒漠草原。青藏高原为高寒草原及高山草甸。因此，我国从东到西，依次出现森林区、草原区和荒漠草原区。东西向迁移，属于干湿气候条件下的植被更替。

我国是个多山国家，各大山系的植被，都有一定的垂直分带，西南的高山深谷区表现更为突出。从山麓到高山往往分布着亚热带、温带及寒温带的多种植被类型。

植物是地质时代的温度计，利用植物群中植被类型的分带及迁移，作为判断第四纪古气候的重要标志，是目前研究第四纪古气候最有效的方法之一，是研究第四纪冰期与间冰期多次更替的重要依据，也是根据气候地层学的原则划分第四纪地层的基础。

# 第六章　第四纪古气候

气候变迁是人们极为关心的问题。因为气候的改善与恶化，直接关系到人类的生存与发展。近年来的天气异常引起了人们的注意。目前许多科学家正在研究和探讨气候变迁的规律以及今后发展的趋势，以便掌握这种规律，进行长期预报，避免灾害性天气对人类的危害。气候变化是一种自然现象，自从有了气候史以来，地球上的气候经历了多次巨大变化。从元古代至第四纪，以至现代，气候环境不断地发生变化。第四纪是以气候变冷为特征，这个时期地球上出现过多次寒冷的冰期，它直接影响到现代气候的发展与变化。因此，研究第四纪古气候的变迁规律，关系到了解现代气候今后发展的趋势，这是当前第四纪研究中的一个重要课题。

不论寒冷的冰期气候还是温暖的间冰期气候，对人类来说，各有其利弊，应当辩证地去认识。既使是冰期气候，也并非全球遍布冰雪，只是高纬和部分中纬地带气候恶化，而中、低纬的广大地区受其影响较小，对某些地区而言，气候条件反而改善，例如，北非沙漠区，在第四纪冰期时，原来的干燥气候变成了湿润多雨的气候。人类的出现和发展进化，经历了若干次冷暖气候剧烈变化的考验，人类的历史进程几乎是在第四纪大冰期中征服自然界的过程。

此外，古气候的研究，有助于了解自然资源的形成和开发，在气候条件及其它自然因素控制下，形成了各种沉积矿产，积累了丰富的地下水资源，为人类提供了宝贵财富。

## 一、第四纪前的古气候

地球上的气候变化，是以冷暖更替为基本特点的。在气候史上曾出现过持久的温暖期和较长的寒冷期。据地质资料证明，地球气候发展过程中的温暖期约占气候史的十分之九。此外，气候史上出现过三次寒冷期，即三次大冰期：距今六亿年前的震旦纪冰期，距今 2—3 亿年前的石炭—二叠纪冰期和距今 2—3 百万年后的第四纪冰期。这三次冰期构成了地球上最大的气候变化周期，其时间尺度为 $10^7$—$10^8$年。而在第四纪冰期中又划分出不同时间尺度的次一级的冰期，例如，欧洲的恭兹、民德、里斯、玉木冰期，时间尺度为 $10^5$年。在这一级的冰期中还可再划分出更次一级的冷期和暖期，即冰阶和间冰阶，时

间尺度为 $10^4$年。再次一级的变化，称为小冰期和小间冰期，时间尺度为 $10^2$—$10^3$年。这在更新世的老冰期中，难以精确地划分，因而目前仅见于全新世的气候划分中，属于短周期的变化。

震旦纪的大冰期，在中国南方、印度、苏联亚洲部分，欧洲的挪威、芬兰、法国，北美的五大湖区，以及格陵兰等地，都发现了冰碛层。说明这是一次全球性的冰期气候。

石炭—二叠纪大冰期，目前仅见于南半球及印度。北半球其他地区没有发现冰川证据。

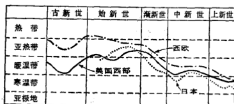


图 6-1 新生代气候变迁趋势
(据 R. F. Flint)

这次冰期以后，地球上气候一直处于温暖时期，包括中生代及新生代的第三纪。老第三纪，全球气候温暖，差异不大。此时我国北方是湿热的森林环境，为重要的造煤及成油期，如抚顺煤田及沿海的石油都是在老第三纪形成的；我国长江流域，气候比较干燥炎热，形成了石膏、岩盐及红色碎屑岩。欧洲也属炎热气候。格陵兰发现过温带的树叶化石。植物化石资料证明，始新世中后期，温带植物出现于北纬 72°，它们分布的北界比现在向北推移了 15—20 个纬度。亚热带植物向北推移了约10个纬度。老第三纪全球的温度梯度减小。利用有孔虫及贝壳测定的氧同位素($O^{18}/O^{16}$)比值，推算出始新世到中新世，赤道带海水温度为 34°—37°C；北京附近年平均气温 15°—20°C，比现在高 3°—8°C。从中新世以后，大陆温度逐渐降低，热带和亚热带植物开始减少，温带植物相应增加。中新世时，南极大冰盖开始出现，格陵兰大冰盖于 300 万年前开始形成。这时在我国北方是以三趾马动物群为代表的森林草原气候，落叶阔叶树占优势。从新第三纪末到第四纪初，全球气候已显著变冷，第四纪初冰期开始降临，欧洲及北美的大陆冰盖初步形成(图 6-1,2)。

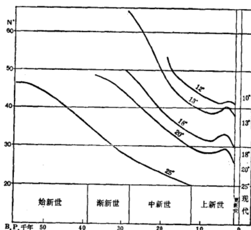


图 6-2 北美太平洋沿岸新生代二月份海洋等温线的纬度变化
(据 C. W. Durham, 1950 年)

## 二、第四纪古气候概述

第四纪气候以全球性变冷为最突出的特征，表现为冰川作用的盛衰和气候带的移动，即冰期和间冰期的更替。第四纪冰期鼎盛时，全球大陆有 20% 到 30% 的面积为冰川覆盖，据 R. F. 弗林特估计，总面积达 44.38 × $10^6$平方公里，而现在仅有 10% 的面积被冰川覆盖(图 6-3，4)。

第四纪冰期的出现，明显地改变了地球上的自然面貌，无论大陆或海洋，都发生了一系列巨大变化，其中受影响最大的是生物界，表现为喜冷生物群的发展和分布区的扩大。此外，冰川还对陆地表面进行塑造，引起全球性海平面的升降以及海陆轮廓的变化，等等。

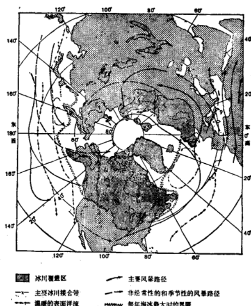



图 6-3　冰期时北半球的巨大冰川、海冰及洋流和风暴路径　(据 R. F. Flint)

第四纪古气候变迁的主导因素是温度的降低，但气温的下降值与纬度和海拔高度有关。冰期时，高纬地区温度降低最大，中纬地带的气温比现在平均低 8°—12°C，低纬地区降低最小。在相同纬度地区，大陆性气候区，气温下降值大，海洋性气候区，下降值小。

冰期时，北半球有三个主要的大陆冰盖中心，即：

(1) 斯堪的那维亚冰盖。冰盖向南伸展到北纬 47°，冰层厚达 1000 米以上。

(2) 格陵兰与北美冰盖，冰盖伸展到北纬 38°，平均厚度 1000 米，中心部分可达 3000 米。

(3) 西伯利亚冰盖，分布在北极圈附近，有时分割成几个小的冰盖中心，最南界达北纬 60°到 70°之间。

此外，在山区形成了山岳冰川，并向山麓地带扩张，如北美西海岸的科迪勒拉冰川，末端下降到大洋面以下 200 米的深度。所以，山岳冰川的进退也受全球性气候变化的控制。

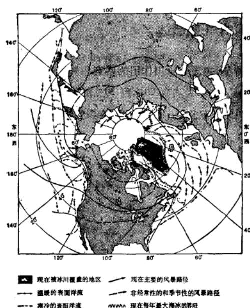



图 6-4　现在北半球的冰川、海冰、洋流和风暴路径

第四纪全球温度并非直线下降，而是波动式的周期性变化，因此，表现为冰期和间冰期的周期性更替。这种变化在第四纪地层及生物化石等方面，都有明显的反映，并且导致了气候带发生多次移动。

## I. 冰期与间冰期的概念

### 1. 冰期

由于温度普遍降低，相对湿度增大，在高纬和中纬地带降雪量增加，当每年的降雪量超过了消融量时，雪不断积累，并压实或重结晶成冰，于是形成冰川。冰川不断发展扩大，覆盖了广大地区，就形成了大陆冰盖(Continental Ice Sheet)。在中纬地带的广大山区出现了山岳冰川 (Mountain Glacier)。冰川规模扩大和增厚的时期，就称为冰期 (Glacial period)。

冰期时各大陆的气候条件及冰川规模并不相同。位于海洋性气候区的欧洲和北美，温度低，湿度大，有利于冰川的形成和发展；在大陆性气候控制下的亚洲大陆北部，气温虽然非常低，但湿度小，属于干寒气候，不利于冰川的形成和发展。中纬度的大陆内部，冰期时因反气旋强盛，湿度小，降水稀少，风力作用占优势，因而形成了大面积的沙漠和黄土，即现代中纬的沙漠黄土带，冰川不发育。

冰期发展的各个阶段，气候条件也有所不同。初期温度开始下降，相对湿度增高，出现湿冷气候，冰川急速发育。当冰川发展到最盛期，地面被冰雪覆盖，反射加强，蒸发减弱，温度继续下降，湿度相应减小，降水量也随之减少，于是出现典型的干冷冰期气候。冰期末期，温度逐渐升高，冰川开始消融，相对湿度仍然很低，出现干凉或干温气候。冰期时气候带向低纬方向移动，在山岳区向山麓移动。

### 2. 间冰期

全球气温回升，降雪量减少，降雨量增加，冰川消融，当消融超过积累时，冰川大规模后退。首先从中纬地区开始逐渐向高纬退缩，冰盖缩小，最后甚至消失，广大地面重新出

露，气候温暖湿润，河流湖泊发育，生物繁茂。这时称为间冰期 (Interglacial period)。间冰期的气候带相应地向高纬方向和高海拔地带移动。

间冰期的气候发展也具有阶段性。初期，温度虽已回升，但仍然较低，相对湿度很小，降水量也较少，气候干冷。当间冰期达到高峰时，温度高，湿度大，降雨丰沛，形成温暖湿润的间冰期气候。末期，气温又逐渐下降，相对湿度加大，表现为湿凉气候。间冰期气候在全球范围以湿暖为主，海面上升，喜暖生物群的范围向高纬方向扩大。但在各个地区仍存在极大差别。例如，受行星风系控制的南欧、北非、北美西南部，在间冰期时因处于副热带高压控制下，出现炎热干燥气候。

冰期和间冰期的交替，在地层中留下了不同类型的沉积物及相应的动植物化石。根据这些现象，可以确定冰期和间冰期的序列及次数。高纬地区和高山上冰川覆盖的时间长，不存在冰期和间冰期的明显变化。在不同纬度带冰期和间冰期是非同时性的。但全球性的气候波动是等时性的，不过并非都表现为冰川作用。

经典的冰期序列的划分，是在阿尔卑斯山区、北欧-斯堪的那维亚和北美大陆建立的。在阿尔卑斯山区划分出四次冰期和三次间冰期；北欧分为六次寒冷期(其中后三次为冰期)和五次温暖期(间冰期)；北美分为四次冰期和三次间冰期。

### II. 雨期和间雨期的概念

冰期时，各纬度带的降水量有很大差异。当高纬地区被大冰盖覆盖时，极地反气旋加强，极地高压向中低纬度地区迁移，迫使行星极锋带移至中低纬度带，原来被副热带高压控制的干旱带的北部，此时被西风气旋带所代替，使这些地区雨量充沛，湖水面积扩大，气候温凉潮湿。这个时期称为雨期 (Pluvial period)，又称洪积期。受雨期影响最明显的地区是北非、北美西南部及西南亚洲等地。冰期最盛时，整个西风气旋带向南推移了约 15°纬距。

反之，当高纬大陆冰盖消融，进入间冰期时，极地高压收缩，西风气旋带随之向高纬方向移动，上述地区重被副热带高压控制，气候干燥炎热，湖面缩小，甚至干涸，湖盆中沉积了蒸发岩类，地表多风砂堆积，植被稀疏。这个时期称为间雨期 (Interpluvial period)。

雨期和间雨期的概念，早在十九世纪末，美国学者在研究美国西部的拉哈坦湖(Lake Lahontan)和波尼维尔湖(Lake Bonneville)的发展历史时就已建立，后来又在北非的研究中得到证实。上述地区地处中低纬，同属于行星风带控制的地区，因此雨期和高纬地区的冰期相对应，间雨期和间冰期相对应。这种对应关系并非在所有的非冰川区都能适用，因为，由于各地的地理位置不同，还会出现相反的情况。譬如由于副热带高压带南移，气候带向赤道带移动，干燥气候的南界侵扰了赤道多雨区，使之变为干热气候。

在东亚季风区，第四纪的干湿变化与冷暖变化的对应关系，又有其独特性。关于这方面的内容将在中国东部第四纪古气候中叙述。

在高纬的冰川外围地区，特别是大陆性气候强烈的亚洲大陆北部和东北部，冰期时，气候干寒，冻土强烈发育，形成冰缘期。亚洲大陆的冰缘期与冰期是同时出现的。

## 三、欧洲的冰期与间冰期

第四纪冰期来临前，欧洲的气候温暖潮湿，有利于森林发展及喜暖动物群的栖息，那时的欧洲分布有河马、象和犀牛等动物。根据孢粉分析，当时的欧洲气候应为亚热带气

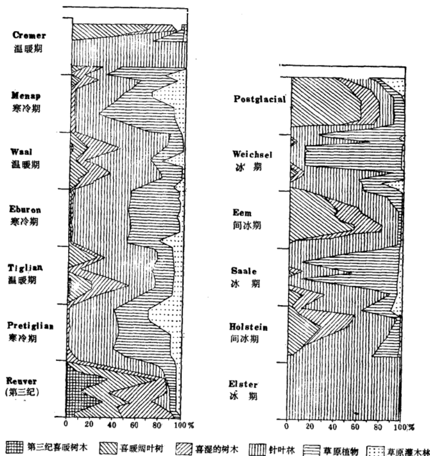



图 6-5 第三纪末以来莱茵河下游植物发展的历史(据 Burkhard Frenzel 1973 年)

候。据斯札弗 (Szafer)估计，那时喀尔巴阡山西部年平均温度约 17°—18°C，比现在高 6°—7°C;波兰中部年平均温度比现在高 3°—4°C,年降水量比现在多 300—400 毫米。至上新世末已开始向寒冷气候发展(图 6-5)。到第四纪，就出现了北欧的大冰盖和阿尔卑斯山的复合式山岳冰川,冰期气候占了优势,喜冷生物群得到发展。

### I. 阿尔卑斯山区

欧洲冰川研究较早的是在阿尔卑斯山区。1909 年首先由彭克 (A. Penck) 和布吕克纳 (E. Brückner) 在阿尔卑斯山建立了四个冰期。这四个冰期自老而新依次为恭兹 (Günz)、民德 (Mindel)、里斯 (Riss) 和玉木 (Würm) 冰期。冰期之间划分出三次间冰期,即恭兹—民德、民德—里斯、里斯—玉木间冰期。

阿尔卑斯山区的冰川，以里斯冰期的冰川规模最大，冰体面积达 150,000 平方公里，冰碛层分布到山前平原,包括瑞士、奥地利、意大利北部、法国和德国。雪线下降最大值为 1300—1400 米,冰层最厚达 1500 米，当时只有一些高峰突出在冰体之上。所以里斯冰期又称为大冰期。

后来在阿尔卑斯山北部发现了一套更老的冰碛层,埃伯尔(Eberl)称为多瑙 (Donau) 冰期。时代早于恭兹冰期。此外,在多瑙冰期之前，阿尔卑斯山北部有一套外冲沉积物，代表更老的一次冰期，1953 年斯凯弗(Schaefer)称为拜伯 (Biber)冰期。但关于这次冰期尚有

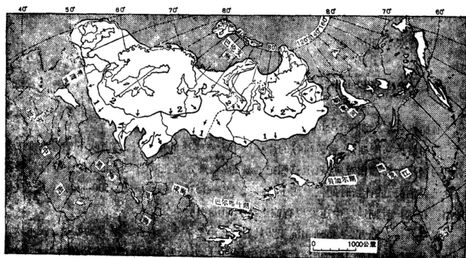



图 6-6 欧亚大陆北部更新世冰盖分布图

1 号界线表示萨勒冰期的冰川范围，2 号界线表示魏克塞尔冰期的冰川范围

争议。阿尔卑斯山冰期的年代，由于缺乏地层古生物证据以及直接的测年资料，所以目前尚无确切的年代。

## II. 北欧地区

第四纪时期，欧洲大陆北部和中部发育了巨大的大陆冰盖。当冰川最盛时，以斯堪的那维亚为中心，冰盖范围向东经乌拉尔同西伯利亚冰盖相连接，向西南与英国的冰川相连，向西北一直延伸到挪威西海岸以外200米深的大西洋和北冰洋，向南到达德国、波兰等地。这个大冰盖最大范围可达北纬47°，冰盖面积达6,500,000平方公里，有些地方厚3,000米。大冰盖的形成，是由于斯堪的那维亚半岛和西欧受大西洋潮湿气流的影响，降水丰沛，特别是冰期时，夏季凉爽多云，有利于冰雪的积累和冰川的形成(图6-6)。

根据地层、古生物，特别是古植物群的研究，在欧洲北部和中部划分为六次寒冷期(冰期)和五次温暖期(间冰期)，从新到老为：

| 寒冷期 | 温暖期 |
|---|---|
| 魏克塞尔冰期(Weichselian) | |
| | 埃姆间冰期(Eemian) |
| 萨勒冰期(Saalian) | |
| | 霍尔斯坦间冰期(Holsteinian) |
| 埃尔斯特冰期(Elsterian) | |
| | 克罗默间冰期(Cromerian) |
| 明纳普寒冷期(Menapian) | |
| | 瓦尔温暖期(Waalian) |
| 埃布朗寒冷期(Eburonian) | |
| | 梯格林温暖期(Tiglian) |
| 前梯格林寒冷期(Pretiglian) | |

前梯格林寒冷期，在莱茵河谷的冲积层中含有喜冷的植物群，与南欧下更新统维拉弗朗组的喜冷生物群相对应，表示第四纪的开始，原来分布在欧洲大陆北部的上新世喜暖阔叶林已经消失，估计当时的气温比上新世低13°—15°C，降水量不足500—600毫米，气候干凉。在这一时期地层中还发现有冻土结构的沉积层。

梯格林温暖期，以三角洲相沉积为特征，其中含有上维拉弗朗哺乳动物群、淡水软体动物群及喜暖植物群，例如山核桃和枫杨等等。梯格林末期又过渡为喜冷植物群。

埃布朗和明纳普寒冷期，都具有寒冷气候的标志，这两者之间的瓦尔温暖期有明显的温暖气候标志。据花粉分析，当时七月份气温比现在高2°C。

克罗默温暖期，以三角洲相和河口相沉积为特征，包含喜暖的动植物化石。植物群的发展阶段是松桦林—阔叶林—针叶林。气候变化过程是凉爽—温暖—凉爽的间冰期气候。在英国该时期的沉积称为克罗默森林层(Cromer forest bed)。

埃尔斯特冰期，是北欧大陆最早最明显的一次冰期，冰盖规模较小，冰碛层多被后期的萨勒冰碛所覆盖。该冰碛层向东延续到波兰和苏联境内，称为奥卡 (Oka)冰碛层，并被后来的德聂伯冰碛层覆盖。埃尔斯特冰碛层局部厚达 30 米，已经深度氧化和淋溶。

霍尔斯坦间冰期，在欧亚大陆北部的广大地区被针叶林覆盖，以云杉、冷杉占优势，云杉林的西北界比现今的分布更远。气候凉爽，大陆内部有明显的大陆性气候特点。在西欧及中欧地区的地层中广泛分布着喜暖植物化石，如枫杨和葡萄，表明当时气候条件良好。这个时期的海浸范围超过 100 公里，并淹没了现在的河谷，沉积了海相地层。该间冰期的气候总特点是海洋性气候，冬季温和，夏季凉爽湿润。

萨勒冰期，相当于阿尔卑斯山的里斯冰期，是最大的一次冰期。萨勒冰期时大冰盖发展到极盛期，出现了强烈的大陆性冰川气候，欧亚大陆北部都处于极端寒冷干燥的冰川气候控制下。冰流范围大，形成大面积的冰碛层和冰水沉积层。欧洲中部堆积了厚层黄土。由于气候严酷，迫使动植物群向低纬方向迁移，并演变出适应寒冷气候的生物群。

萨勒冰期可分为两个冰阶，早期的称为德伦特 (Drenthe) 冰阶，晚期的称为沃尔特(Warthe)冰阶。这两个冰阶之间被温暖的特伦 (Treene) 间冰阶分隔。在苏联欧洲部分，该冰期也分为两个冰阶，早期称德聂伯 (Dneper)冰阶，晚期称莫斯科(Moskva)冰阶。

埃姆间冰期，是最后的一次间冰期。由于冰盖消融，全球普遍发生海浸，森林繁茂。植物群以栎—榆—椴为代表，伸展到北纬 62°。气候温暖湿润，为海洋性气候，气温比现在高 3°C左右(图 6-7)。

魏克塞尔冰期，是欧洲最近的一次冰期，相当于阿尔卑斯山的玉木冰期，开始于距今 7 万年前，结束于距今一万年前。其冰盖范围较小，最南界达北纬 52°，东界与西伯利亚冰盖已分开。这次冰期研究的较为详细，其划分和对比以及年龄测定都比较确切。

魏克塞尔冰期的极盛期出现在距今约 22,000—18,000 年前，当时年平均温度约为 −2°C。根据地层及孢粉资料，将这一冰期分为早、中、晚三个阶段，每个阶段中又分为几个气候期。自老而新为：

早魏克塞尔期，又称为早冰川寒冷期。其中包括两个寒冷期和两个温暖期。最早的温暖期开始于距今 64,000 年前，在荷兰称为阿美尔斯福特间冰阶(Amersfoort interstadial)；另一个温暖期距今 59,000—53,000 年，称为布鲁博间冰阶(Brörup interstadial)。此时在北欧为森林草原环境，以松—云杉—桦为代表。

中魏克塞尔期，又称为主冰期。这个时期的早期以间冰阶气候为主，称为斯梯尔弗雷

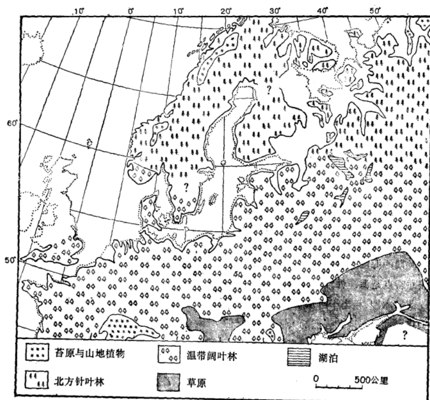



图6-7　欧洲埃姆间冰期时的海岸线(实线)及植被分布图

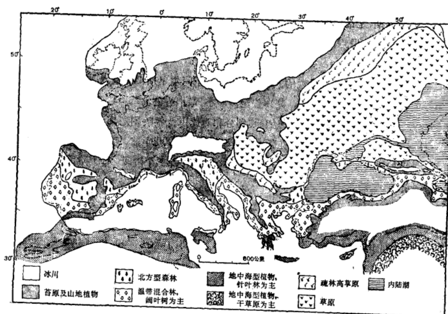



图 6-8　欧洲魏克塞尔冰期最盛时的植被分布图

德间冰阶(Stillfried B interstadial),是一次全球性气候变暖阶段,大约出现在距今 32,000—27,000 年之间。此时欧洲北部的冰川大规模后退到极圈以北,全球发生海浸。欧洲北部生活着喜冷动物群,如猛犸象、披毛犀、北极狐、驯鹿等,同时也有喜暖的古菱齿象、犀牛、野牛、马等。

中魏克塞尔晚期进入了该冰期的最盛期,又称为主冰期 B,其年代距今 22,000—18,000 年间,在德国、丹麦称为布兰登堡冰阶(Brandenburg)。这时期已开始全球性的大海退,但海退时间较最冷期稍推迟一些,至距今 15,000 年前,海退达到最低点。此后进入到乌拉间冰阶(Lascaux-Ula interstadial),时间在距今 17,000—16,000 年之间,是一个温暖气候期。再后就进入到魏克塞尔冰期的晚期。

晚冰期(Late Glacial),即晚魏克塞尔期。此时期的气候虽有明显波动,但总趋势是大冰盖急速后退,退缩到斯堪的那维亚半岛境内,并在后退中留下了几条终碛堤。因此,将晚冰期分为三个冰阶和两个间冰阶,每个阶段所占时间均很短暂。冰阶期间以极地苔原气候为主,自老而新依次为早得利亚斯(Oldest Dryas)、中得利亚斯(Older Dryas)和晚得利亚斯(Youngest Dryas)冰阶。两个间冰阶依次为博林间冰阶 (Bölling) 和阿尔露德间冰阶 Alleröd)。阿尔露德间冰阶大约发生于距今 12,000—10,800 年之间,属于全球性变暖时期,西欧盛行的西风使极地冰盖迅速消融,气温持续上升,森林向北移动,气候温暖适宜。然后气候再次变化,进入到晚冰期的最后阶段晚得利亚斯冰阶,最后再过渡到全新世的冰后期。(表 6—1)

表 6—1 北欧晚冰期的植被与气候

| 时期 | 丹麦 | | | 瑞典 | | 年代(距今) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | 植被 | 气候带 | 七月温度 | 植被 | 气候带 | |
| 前北方期 | 桦树林 | 温带 | >14℃ | 桦—松林<br>桦树林 | 温带 | 10,000 年 |
| 过渡期 | 开放桦树林 | 温带<br>亚极地 | 13°—14℃ | 苔原 | 温带<br>亚极地 | 10,300 年 |
| 晚得利亚斯冰阶 | 疏林苔原 | 亚极地 | 10°—11℃ | 苔原 | 极地 | 10,900 年 |
| 阿尔露德间冰阶 | 桦树林 | 温带 | 13°—14℃ | 桦—松林<br>疏林苔原 | 温带<br>亚极地 | 12,100 年 |
| 中得利亚斯冰阶 | 苔原 | 亚极地<br>极地 | <10℃ | 苔原 | 极地 | 12,500 年 |
| 博林间冰阶 | 疏林苔原 | 亚极地 | ⩾10℃ | 冰盖 | | |
| 早得利亚斯冰阶 | 苔原 | 极地 | | | | 13,000 年 |

### III. 欧洲的冰后期

冰后期(Postglacial)即全新世气候期。自更新世末全球气候转暖，全球各地冰川开始大规模消融，植物群开始向高纬地带扩展。这个时期在北欧就称为冰后期，后来通用于全世界。冰后期开始的时间，因各地冰盖消融的时间不同而不一致。根据冰川前缘湖相纹泥层、孢粉及$C^{14}$测年的研究，一般认为冰后期开始于距今 10,000—11,000年前。中纬地带开始较早，高纬地区开始较晚，例如，在瑞典，冰盖退至瑞典中部并分裂为两小部分的时间大约在距今 8，500—9,000 年前。冰后期是个短暂的地质历史时期，气候虽仍有多次波动，但波动的幅度远不及更新世的冰期和间冰期剧烈。

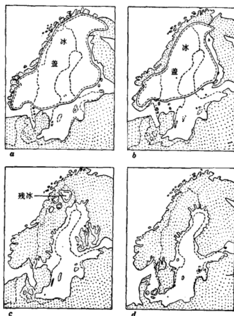



图 6-9 北欧冰盖消融过程及波罗的海发展的四个阶段

a. 波罗的冰湖期 b. 刀蚌海期 c. 楯螺湖期 d. 滨螺海期

北欧诸国有关学者对冰后期的研究颇有成绩。他们从沉积学、孢粉学、地层学及年代学等方面进行了研究，对全新世的地层划分、古气候分期、古海水变化、古植物群发展都取得显著成果，成为全世界公认的冰后期分期的经典划分方案，各国都以此为标准进行不同区域的对比。当然这种对比应结合各地区的实际情况来进行，不然将会出现偏差。

北欧冰后期的气候分期，以布列特—色尔南德的方案最为典型。布列特 (A. Blytt) 是挪威人，色尔南德(R.Sernander) 是瑞典人。他们根据北欧沼泽沉积层中的植物化石及孢粉研究，将冰后期划分为下列五个气候期(表 6-2)(图 6-9)：

(1) 前北方期(Pre-Boreal) 距今 9,500—10,300 年，冰盖急速消融退却的时期，陆地上被桦树林覆盖。波罗的海中生活着喜冷的刀蚌(*Yoldia*)动物群，故称刀蚌海(Yoldia Sea)时期。这个时期的气候开始时仍很干冷，后期转为温凉。

(2) 北方期(Boreal) 距今 7,500—9,500 年，气候继续转暖，陆地上以松树林占优势，并且逐渐被榛、栎、椴和榆所代替，后期以阔叶林为代表。波罗的海中生活着楯螺(*Ancylus*),

后期又生活着喜暖的滨螺(*Littorina*),故称为楯螺湖(Ancylus Lake)期。此时期，波罗的海仍被封闭与北海隔绝，气候干温。

(3) 大西洋期(Atlantic)　距今 5,000—7,500 年，是一个温暖潮湿的气候期，陆地上植物繁茂，以喜暖的阔叶林为代表，如常春藤、槲、榆、栎、椴等，高山上为松林。海面上升，波罗的海与外海已经沟通，海水中生活着喜暖的滨螺，因此，称为滨螺海(Littorina Sea)期。这是全新世最大的海浸期，在欧洲称为弗兰德林(Flanderian)海浸。气候上称为气候最宜期(Climatic Optimum)。

(4) 亚北方期(Sub-Boreal)　距今 2,700—5,000 年，属于滨螺海末期，波罗的海的海水变咸。陆地上生长着阔叶林，常春藤减少。气候干温，转为大陆性气候，冬寒夏干，至晚期湿度又有所增加。

(5) 亚大西洋期(Sub-Atlantic)　距今 2,700 年到现在，气温低，湿度大，沼泽发育，气候凉爽湿润。

表 6—2　布列特—色尔南德冰后期的划分

| 年龄(距今) | 地质年代 | 气候期 | 气候特征 | 波罗的海发展阶段 |
|---|---|---|---|---|
| 1000 | 冰 | 亚大西洋期 | 温凉湿润 | 海鄉海期 |
| 2000 | | | | |
| 3000 | 后 | | | 滨 |
| 4000 | | 亚北方期 | 干燥温和 | 螺 |
| 5000 | | | | |
| 6000 | 期 | | | 海 |
| 7000 | | 大西洋期 | 潮湿温暖(气候最宜期) | 期 |
| 8000 | | | | |
| 9000 | —双分线— | 北方期 | 干燥温和 | 楯螺湖期 |
| 10000 | | 前北方期 | 干凉 | 刀蚌海期 |
| 11000 | | 晚得利亚斯期 | 干冷 | 波罗的冰湖期 |
| 12000 | 晚 | | | |
| 13000 | 冰 | | | |
| 14000 | 期 | | | |

## 四、亚洲北部的冰期和间冰期

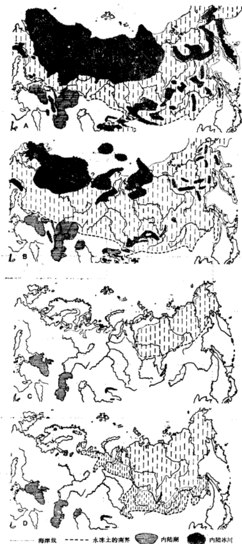



图 6-10 欧亚大陆北部第四纪冰盖及永冻土分布图
A. 萨勒—德聂伯冰期 B. 魏克塞尔—瓦尔岱冰期
C. 最近一次间冰期(埃姆) D. 冰后期

注：长虚线表示不同时期永冻土的分布范围，短虚线表示现代永冻土扩大的范围。

亚洲大陆的北部，第四纪期间大陆冰盖远不及欧洲发育，冰期和间冰期的划分也不及欧洲明显。最大冰期时，西伯利亚冰盖和斯堪的那维亚冰盖连成一体(见图 6-6)。最后一次冰期时，西伯利亚冰盖向南仅仅延伸到北纬 64° 附近，在亚洲大陆的最东北部，冰川和冰帽也只集中在高地上，而且很薄，范围很小。

西伯利亚冰川发展的历史，同欧洲的冰川进退时间并不完全一致。在冰期开始时，沿着极锋带降水量增加，西伯利亚冰川迅速扩大。随着冰盖的扩大，从大西洋方向来的西风受冰盖上空冷高压的阻滞，大陆性气候增强，降水量减少，于是当北欧冰盖规模最大时，西伯利亚冰盖却相应地缩小了。到了冰期晚期，西伯利亚处于干寒状态，冰雪的积累缩小，消融量也相应减少，冰盖处于平衡状态。但冰川外围地区，冰缘冻土却极为发育，范围扩大。这种特点与欧洲显著不同。由此可见，在海洋性气候占优势的欧洲，冰期时发育了大型冰盖及山地冰川；在大陆性气候控制下的西伯利亚及亚洲北部的其它地区，则发育了大面积的冻土及冰缘现象(图 6-10)。

西伯利亚第四纪冰期和间冰期的划分，自老而新：

萨马洛夫（Samarov）冰期，相当于欧洲的萨勒冰期的早期。它的冰碛层分布在鄂毕河中游地带，覆盖在冲积层之上，后者代表一个温暖期的沉积。花粉分析表明，这个温暖期的植物群是草原—云杉林—桦树林，气候条件比现在良好。此后过渡到萨马洛夫冰期。

米索(Messo)间冰期，发育了泥炭和土壤，相当于萨勒冰期中的间冰阶。

塔兹(Taz)冰期，相当于萨勒冰期的晚期。除发育了冰碛层外，还有黄土状沉积物。

卡札采夫(Kazantzevo)间冰期，相当于欧洲的埃姆间冰期。此时西伯利亚北部发生了大规模海浸，鄂毕河与叶尼塞河下游均被海水淹没，沉积了海相地层。海浸范围向南远达北纬62.5°。这时的西伯利亚发育了温带针叶林，其中以云杉、冷杉、松、落叶松为代表，森林北界达西伯利亚北部，比现在的森林北界偏北3°—4°纬距。此时期为凉爽的海洋性气候，广大地区都比现在潮湿，一月份气温比现在高4℃，七月份高3°C，年平均温度高3℃，年降水量比现在多100毫米。

赞卡(Zyrianka)冰期，相当于早魏克塞尔冰期，大约出现在50,000年前。

卡金斯基(Karginsky)间冰期（或为间冰阶），以冲积层为代表，覆盖在前期的冰碛层之上，年代大约在32,000—24,000年前。气候比现在的西伯利亚北部温和，森林北界比现在偏北3°—4°纬距。

萨坦(Sartan)冰阶，相当于魏克塞尔中期，开始于25,000年前，结束于10,300年前，最盛期出现在19,900年前，但在16,000年前就开始消融。

在晚更新世西伯利亚冰川最盛时，伊尔库茨克地区年平均温度约为-8℃，比现在低5°—6℃，通古斯河下游年平均温度比现在低6°—8℃，雅库茨克(Yakutsk)地区的勒拿河中游年平均温度比现在低9°—10℃，黑龙江河口年平均温度比现在低4°—5℃。最后冰期时，森林的北界在日本海的海岸带，而现在森林的北界远在黑龙江河口以北的地方。

在亚洲北部，间冰期同永冻土的消融、泥炭沼泽的建造以及森林的扩展是一致的，在沿海地带表现为海浸。冰期则表现为大片永冻土的形成及苔原的出现，以及较小范围冰川的形成。在严寒气候环境中，喜冷动物群得到发展，地层中喜冷动物化石屡见不鲜，永冻土层中多次发现了完整的猛犸象和披毛犀的遗体。西伯利亚是猛犸象—披毛犀动物群的集中分布区，冰期时它们向南迁移，分布到我国东北地区；间冰期时向北迁移到雅库梯(Yakutia)及泰摩尔半岛一带。直到晚更新世末至全新世初，猛犸象动物群才全部绝灭。

## 五、北美大陆的第四纪古气候

第四纪时期，北美大陆冰川特别发育，除南部以外，绝大部分地区皆为冰川所覆盖，冰盖最大时延伸到北纬38°。北美的冰川分为两大中心：一个是东部的劳伦太冰盖（Laurentide Ice Sheet），另一个是西部的科迪勒拉冰川（Cordilleran Glacier）。冰川最盛时两大冰川相连在一起（图6-11，12）。在时间上北美的冰期划分为四次冰期和三次间冰期。其中最后一次冰期即维斯康辛冰期，研究的最为清楚。

### I. 北美的冰期和间冰期

（1）内布拉斯加（Nebraskan）冰期，是北美已知的最早冰期。冰碛层已遭破坏，在其外围地区变为冲积砂和泥炭，含喜冷的动植物化石。据钾/氩法测定，年龄为距今150万年或更早些。

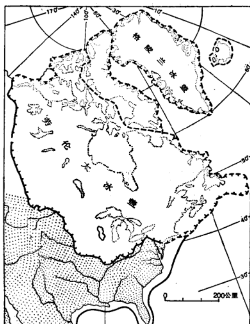



图6-11 北美劳伦太冰盖（据 R. F. Flint）

（2）阿夫唐（Aftonian）间冰期，以冲积层和风化土壤层为代表，植物群为针叶林—草原—针叶林，所反映的气候序列是湿凉—温暖干燥—湿凉。年代约距今120万年。

(3) 堪萨斯(Kansan)冰期,是北美较大的冰期,冰碛层厚达几十米。在冰川外围地区为针叶林及草原环境,气候湿冷。时间约在60万年前。

(4) 雅木斯 (Yarmouth) 间冰期。这个时期风化土壤层普遍发育,并有泥炭堆积,含针阔叶树化石,气候较凉爽。

(5) 伊利诺斯(Illinoian)冰期,冰碛层广泛发育,并有温暖期与之相间。

(6) 桑加蒙 (Sangamon) 间冰期,相当于欧洲的埃姆间冰期。北美沿岸发生海浸,地层中含喜暖植物群,发展过程为针叶林—阔叶林—针叶林。气候温暖湿润。

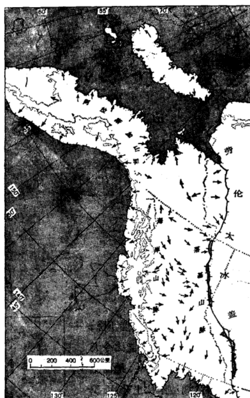


图 6-12 北美科迪勒拉冰川箭头指示冰流的总方向,冰川末端在大洋面以下200米
(据 R. F. Flint)

(7) 维斯康辛 (Wisconsin)冰期,相当于欧洲的魏克塞尔冰期。分为三个阶段:早维斯康辛期,早于55,000年;中维斯康辛期,距今55,000—25,000年;晚维斯康辛期,距今25,000—10,000年。冰川最盛时,北美北部的年平均温度比现在低 13°—15℃。(图6-13)

科迪勒拉冰川主要是复合式山地冰川,与劳伦泰冰盖不同,由一系列的山谷冰川、冰斗、山麓冰川和山地冰盖组成。它从北美西海岸的海岸山脉西坡流下来,直接进入太平洋的深水区,形成海面冰棚。冰舌流动的速度,经 $C^{14}$ 测定 100—150 m/每年。阿拉斯加的海岸山脉都被巨大的山岳冰川所占据,形成了一个连续的冰雪原。

### II. 北美西南部的雨期和间雨期

第四纪时期,美国西部的犹他州、加里福尼亚州以及内华达州,处于北美大陆冰盖的外围,未经受冰川作用。但这些地区因冰期和间冰期的影响,气候带发生多次移动,造成了潮湿多雨期和干燥少雨期的周期性变化,即雨期和间雨期。冰期时由于西风气旋带移至




图6-13　维斯康辛冰期最盛时期北美的冰盖范围及植物类型

1.冰盖　2.苔原　3.草原及黄土分布区　4.湖泊　5.森林草原　6.针叶林　7.针阔叶混交林

该区，受湿冷气流控制，温度下降，雨量增加。当时的雨量可能比今天多两倍，温度比今天低5℃，地面上生长着松树林，湖泊水位上升，面积扩大，沉积了淡水湖相地层。间冰期时，气候带向高纬方向移动，该区重被副热带高压控制，气温升高，雨量减少，出现干燥少雨气候，湖水位下降，湖面缩小，盆地中沉积了蒸发盐类及风沙堆积。著名的古波尼维尔湖(Ancient Lake Bonneville)，亦即现今的大盐湖（Great Salt Lake)区，在第四纪雨期时，湖面扩大，淹没了一系列山间盆地，并连接成一个统一的大湖(图6-14)。目前这里已是干燥盆地，仅仅遗留下一个含盐度极高的大盐湖。

图 6-14　美国西南部第四纪雨期湖泊的范围（据 R. F. Flint)

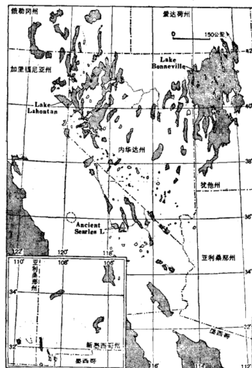


**表 6—3 北半球更新世主要气候期对比表**

| 时代 | 阿尔卑斯山区 | 德国北部 | 北美 | 西伯利亚 |
|---|---|---|---|---|
| 全新世 | 冰后期 | 冰后期 | 冰后期 | |
| 更新世 | 玉木冰期 | 魏克塞尔(Weichsel)冰期 | 维斯康辛(Wisconsin)冰期 | 萨坦(Sartan)冰阶<br>卡金斯基(Karginsky)间冰阶<br>赞卡(Zyrianka)冰阶 |
| | 里斯—玉木间冰期 | 埃姆(Eem)间冰期 | 桑加蒙(Sangamonian)间冰期 | 卡札采夫(Kazantzevo)间冰期 |
| | 里斯冰期 | 萨勒(Saale)冰期 | 伊利诺斯(Illinoian)冰期 | 塔兹(Taz)冰阶<br>米索(Messo)间冰阶<br>萨马洛夫(Samarovo)冰阶 |
| | 民德—里斯间冰期 | 霍尔斯坦(Holstein)间冰期 | 雅木斯(Yarmouthian)间冰期 | |
| | 民德冰期 | 埃尔斯特(Elster)冰期 | 堪萨斯(Kansan)冰期 | |
| 更新世 | 恭兹—民德间冰期 | 克罗默(Cromer)间冰期 | 阿夫唐(Aftonian)间冰期 | |
| | 恭兹冰期 | 明纳普(Menap)冰期 | 内布拉斯加(Nebraska)冰期 | |
| | 多瑙—恭兹间冰期 | 瓦尔(Waal)间冰期 | | |
| | 多瑙冰期 | 埃布朗(Eburon)冰期 | | |
| | 温暖期 | 梯格林(Tiglian)温暖期 | | |
| | 拜伯冰期 | 前梯格林(Pretiglian)寒冷期 | | |

## 六、非洲的雨期和间雨期

非洲大陆位于赤道两侧和南北副热带高压带之间，全球性气候带的移动强烈地影响着它的气候条件，其结果造成季节性的风向和降雨。

第四纪时，非洲大陆只有少数高山上有过冰川，其它广大地区未直接经受冰川侵袭，但间接的影响是十分明显的，主要表现为气候的干湿变化，即出现雨期和间雨期的更替，而这种更替又与欧洲大陆的冰期和间冰期相对应。在北非大沙漠区，冰期时由于气候带向低纬方向移动，西风气旋带代替了副热带高压带，出现了多雨气候，即雨期。据研究，在海拔1000—1500米的高原区，那时的降雨量可达500毫米，在海拔2000—3000米的高山上，降雨量达1000毫米，地面上有森林分布，植物繁茂。雨期的乍德湖(Lake Chad)水位高出现在50米，在这个高度上，现在保存着一系列湖滨地貌和沉积物，当时的湖面积达30多万平方公里，几乎等于里海的面积。据估计，那时湖区的气温比现在低5℃，年降水量约为1600毫米。在距今22,000年前，乍德湖还有一次高水位，高出现在6米，相当于欧洲最后冰期的全盛期。相反，在间冰期时，气候带向高纬移动，北非重被副热带高压控制，气候又变得干燥少雨，即间雨期。

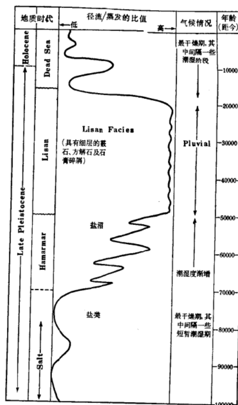


图6-15 死海地区晚更新世的气候波动线曲

## 七、中国第四纪古气候问题

自晚第三纪开始，喜马拉雅山脉和青藏高原逐步隆起，欧亚大陆联成一体，大陆性气候加强，东亚季风环流体系开始建立，纬向气候带受到破坏，东西方向干燥度的变化占了

优势。自那时以来，亚洲大陆的东部一直处在东亚季风的控制下。

## Ⅰ．中国东部第四纪古气候

### 1．第四纪古气候变迁的基本规律

我国东部的气候虽然长期处在东亚季风控制之下，但在第四纪期间由于受全球性冰期和间冰期的影响，冬夏季风的极锋位置发生周期性南北移动，多次出现冷暖干湿交替现象。冰期，亚洲内陆冷高压势力增强，冬季风加剧，极锋南界移至西南太平洋和南海一带。此时我国东部正处于冷高压的前锋地带，温度低，湿度小，缺少足够的水分，难以形成冰川，广大地区植被稀疏，地面裸露，在盛行的西北风作用下，有利于风尘的搬运和堆积，形成了大面积的黄土。有些地方冰缘现象发育，如河北阳原虎头梁顶黄土期的融冻褶皱，北京饭店地下10米左右的泥砂褶曲，都属于晚更新世晚期的冰缘现象。东北地区湿度略高，冰缘冻土十分发育，猛犸象、披毛犀喜冷动物群广泛分布。

间冰期，亚洲内陆变为低压中心，西伯利亚的冷高压势力减弱，极锋位置北移，一年之中夏季风占优势，太平洋暖湿气流长驱直入到大陆内部，控制了东亚大陆的气候变化。气候温暖湿润，有利于河湖发育，植物繁茂，繁殖了喜暖的犀牛、象等动物群。这个时期南北之间的气候差异减弱。

综上所述，我国东部在特定的季风环境中，第四纪期间的气候是严寒与干燥同时出现，潮湿与温暖同时存在，但在冰期和间冰期的最盛期更增强了它们的大陆性和海洋性，使气候环境或更加严酷或更为适宜，这是我国东部第四纪古气候变迁的基本规律。这种变化规律在地层中留下了清楚的痕迹。

### 2．中国东部第四纪古冰川问题

我国东部第四纪冰川的研究开始于本世纪初。1920年前后李四光教授在太行山、大同等地发现了第四纪冰川遗迹，后来又在庐山、天目山和黄山等地有所发现，于1937年发表了“冰期之庐山”。李四光根据冰川地貌、冰川泥砾、漂砾及冰川擦痕等现象，确定了我国东部第四纪冰川的存在，建立了冰期和间冰期，并且认为当时的冰川下限位置很低。

李四光在庐山建立了三次冰期，后来在云南点苍山又确立了大理冰期，即总共有四次冰期，冰期之间分为三次间冰期，自老而新为：

鄱阳冰期：绛红色泥砾组成的冰碛层，分布在庐山脚下鄱阳湖滨的牯塘一带。

鄱阳——大姑间冰期：绛红色网纹红土。

大姑冰期：赭色泥砾，含白色条带，分布于庐山山麓。

大姑——庐山间冰期：赭红色网纹红土及红土，含白色条带。

庐山冰期：褐黄色泥砾，分布在近山顶的山谷中。

庐山——大理间冰期：黄褐色含砾石亚粘土，广泛分布于山前地带。

大理冰期：指比现代冰川低1000余米的古冰川遗迹是我国西部最末一次冰期。当时的雪线高度在云南西部为3900米。该冰期在庐山无表现。

关于我国东部第四纪古冰川问题，多年来存在着不同观点的争论。争论的焦点是东部是否有冰川？是否有冰碛层？这个问题的正确解决与否，直接涉及到对我国东部第四纪一系列自然现象及其变化过程的正确理解与认识。因此，无论在理论上或生产实践方面都具有重要意义。这不仅是第四纪学者研究的重要课题，同时与有关学科密切相关，所以引起了各方面的注意和兴趣。

不论是主张有冰川的观点还是反对有冰川的观点，关键在于所持论据的正确性与全面性。既要考虑全球性气候波动的共性，又应注意到我国东部气候的特性，只要以严谨的科学态度进行研究和探讨，必然会取得符合客观实际的正确结论。

### 3．关于恢复古冰川的沉积相研究

恢复古冰川最可靠的证据是它遗留下来的堆积物——冰碛层。如何确认古冰碛？是目前古冰川研究中的核心问题。冰碛层在理论上和实践中都具有一定的特征，在分布上有一定范围限制，和冰川作用有直接的关系。但是辨认古冰碛层往往又有一定困难，一方面由于古冰碛的堆积形态往往被破坏，只剩下一些不完整的冰碛物；另方面冰碛物与其它某些沉积物在特征上有许多相似之处，如洪积物和泥石流堆积物最易与之混淆，因为它们一般都具有分选不良、磨圆度较差、颗粒表面带擦痕、泥砾混杂等特征，所以，不易区分。要彻底解决这些难题，需要深入细致进行实地观察，反复比较，尤其要对整个沉积环境作整体分析和对比，并结合生物化石及其它标志进行综合分析，探求它们所反映的共同环境，避免只依据单一标志作出结论。同时应加强实验研究，这有助于精确阐述沉积物形成时的气候环境。

### 4．我国东部第四纪古气候的分期与特征

近年来，我国东部第四纪古气候研究，有了较迅速的发展，但深度和广度仍有限，只在局部地区作了综合分析，气候分期和区域对比还存在许多问题和困难。现仅以几个实例作些简单叙述。

（1）华北平原。据杨子赓等人对河北平原若干钻孔岩心的研究，将第四纪分为五个冰期和四个间冰期，以及冰后期（表6—4）。

（2）黄土高原。据卢演俦等人对黄土区70万年以来自然环境变化的研究，揭示了洛

**表 6—4　河北平原第四纪古气候分期表(据杨子赓)**

| 年代(万年)(距今) | 气候期 | | 植被带 | 气候特征 |
|---|---|---|---|---|
| | 冰后期 | 河间期 | 松林或松—桦亚带 | 与现在一致 |
| | | 海兴期 | 栎—桦亚带 | 比现在高3℃±,温暖 |
| 1 | | 吴桥期 | 松林或松—桦亚带 | 比现在低1°—3℃,寒温 |
| 2 | 第五冰期 | 冰阶$V_2$ | 针叶林带,含云杉,冷杉 | 年平均气温4°—5℃ |
| 4 | | 间冰阶 | 针阔叶混交林—草原 | 与现今相似 |
| 10± | | 冰阶$V^1$ | 含云杉针阔混交林—草甸—沼泽 | 气候寒温 |
| 20 | 第四间冰期 | | 针叶林—草原 | 温暖干旱 |
| 30 | 第四冰期 | | 暗针叶林—草甸或暗针叶林—苔原 | 苔原气候,年均温 2°—0℃, 最低年均温－5℃,年降水量大于500毫米 |
| 69 | 第三间冰期 | | 针阔叶混交林—草原 | 松林气候,年平均 8°—10℃, 后期干旱 |
| 100 | 第三冰期 | | 上部针叶林—草甸—沼泽<br>下部暗针叶林—草甸—沼泽 | 针叶雪林气候,年均温 2°—4℃, 后期偏暖 |
| 179 | 第二间冰期 | | 针阔叶混交林—草原、上部以栎为主,下部针叶林—草原 | 早期寒温, 后期栎树林气候,年平均气温12℃± |
| 220 | 第二冰期 | | 暗针叶林—草原 | 针叶雪林气候, 年均温 2℃以下, 偏干旱 |
| | 第一间冰期 | | 针阔叶混交林—草原 | 年均温 11℃以上,终年降水多 |
| 270 | | | 栎树阔叶林亚带 | 栎树林气候,年均温 10°—11℃, 雨量集中于夏季 |
| 306 | 第一冰期 | | 暗针叶林—草甸—沼泽<br>下部针阔混交林—草甸—沼泽 | 针叶雪林气候, 年均温 2.5°—4℃,冬季奇寒,夏季短促,春秋二季不明显 |
| | 晚第三纪 | | 含常绿树亚热带针阔叶混交林,上部孢粉稀少 | 亚热带湿热气候, 上部为干旱草原气候 |

川黄土地层剖面中的黄土和古土壤层,分别是在干草原环境和森林草原环境下形成的,代

表了冰期和间冰期气候。自中更新世以来，黄土高原的气候波动过程反映在植被的变化上是：温湿森林、干性森林、干性草原森林、草原、干草原和荒漠草原（图 6–16）。

（3）晚更新世我国东部冬季风发展到极盛时期，干冷的大陆性气候加剧，黄河流域及北方广大地区，形成马兰黄土，甚至在长江流域也堆积了下蜀黄土。黄土的西北外围地区形成大面积沙漠。在东北的广大地区及华北部分地区气候较湿冷，发育了冻土冰缘现象，出现了猛犸象和披毛犀动物群，披毛犀的南界可达北纬 33°，猛犸象的南界达到北纬 38°—39°，它们生活的环境是冻土苔原带及干冷的黄土草原带。如前所述，河北阳原桑干河北岸虎头梁顶部，马兰黄土及其下部的砾石层和下伏的湖相层发生了明显的冻融卷曲褶皱（见照片 3—10，11）；北京饭店下部约 10 米深处的粉细砂层也发生小型卷曲现象。这些都是晚更新世严寒气候的证据。

但是我国东部晚更新世的气候环境并非自始至终皆为干冷气候，而是表现为阶段性气候波动，最严酷的气候主要出现在晚更新世晚期，而在晚更新世早期气候环境较为良好。此时相当于全球性的最后一次间冰期，气候温暖湿润，海面上升，河湖发育，植被繁荣，沿海普遍发生海浸，例如，华北平原的沧州海浸，就是这次间冰期全球性大海浸在我国沿海的表现。

（4）全新世，我国华北以温暖气候占优势，虽有冷暖干湿更替，但波动幅度不大。以北京地区为例：全新世早期为针阔叶林，气候温和干燥，后期好转。中期，阔叶树增多，温暖潮湿，有利于泥炭发育，当时的气温比现在高 2°—3℃。晚期，松林占优势，草本植物增加，气候凉爽略干燥。

（5）竺可祯教授在关于"中国近五千年来气候变迁的初步研究"一文中，根据我国古代的物候记录，作出了冰后期后半期的气候变化曲线。按照这个变化曲线，分出四个温暖期和四个寒冷期。

第一温暖期，发生在公元前 3000 年前到公元前 1000 年左右的仰韶文化时期和安阳殷墟时期。此时在黄河流域分布有水麋、竹鼠等亚热带动物，竹子也很普遍。这些现象均反映当时为温暖湿润气候。

第一寒冷期，发生在公元前 1000 年左右到公元前 850 年的周朝初年。

第二温暖期，发生在公元前 770 年到公元初的秦汉时代。此时气候温暖，黄河流域梅、竹普遍生长。

第二寒冷期，发生在公元初年到公元 600 年，即东汉到南北朝时代。当时年平均温度比现在低 1°—2℃。

第三温暖期，发生在公元 600 年到 1000 年的隋唐时代。黄河流域又生长梅、竹等亚热带植物。

图6-16　陕西洛川黄土剖面中古气候变化情况(据卢演俦等)

第三寒冷期，出现在公元1000年到1200年的南宋时代。

第四温暖期，出现在公元1200年到1300年的元朝初年。

第四寒冷期，从公元1400年开始的明末清初，气候又转寒冷。

综上所述，我国近五千年来的气候变迁，从仰韶文化到殷墟时代，年平均温度比现今高2℃左右，冬季一月的温度比现在高3°—5℃。寒冷期的年平均温度比现在低1°—2℃。

**Ⅱ．中国西部第四纪古气候**

我国西部深居亚洲大陆内部，大陆性干旱气候占统治地位，又因地势起伏剧烈，气候垂直分带明显。第四纪以来高山区被山岳冰川覆盖，至今高山上仍有山地冰川。青藏高原高寒地区发育了永久冻土层。喜马拉雅山南坡，降水丰富，海洋性冰川发育，冰川到达山麓地带。各大盆地发展成干燥沙漠气候，形成盐湖和沙漠。

西部高山冰川作用的特征有下列几点：

(1) 古冰川分布只限于山岳地区，并被大型的沙漠盆地所隔开。

(2) 由于高山所在纬度及隆起高度不同，接受的降水量不同，冰川发育规模也有差异。

(3) 古冰川类型与现今的高山冰川大体相同，主要是冰斗冰川、山谷冰川和覆盖冰川，但古冰川规模远比现在大。

(4) 高山冰川在第四纪期间从未全部消融，只有规模大小之分。

关于西部冰期与间冰期的划分，目前尚不统一，现以喜马拉雅山为例，自老而新划分为：

1．希夏邦马冰期：发生在早更新世，其雪线的现代高程位于6200—7000米。

2．帕里间冰期：在海拔4000米高度分布有湖相沉积，代表凉爽到温暖湿润气候。

3．聂聂雄拉冰期：发生在中更新世，冰川规模最大。

4．加布拉间冰期：发生在中更新世晚期，主要有湖相沉积，据孢粉分析，植被变化为针阔叶混交林——松栎林——松、木兰混交林。推测当时年均温为5°—7℃，降水量1000—1500毫米。湖盆周围有残留的红土风化壳。属于温暖湿润气候。

5．珠穆朗玛冰期：发生在晚更新世，冰川遗迹保存完整，有两次大规模发展阶段。

6．冰后期：早期较温和，晚期较冷，并有小冰期发生。现在的年平均气温为0℃。

## 八、深海沉积物的古气候标志与气候变化

深海沉积物中古气候标志的研究及第四纪古气候的划分，自六十年代以来随着深海

钻孔岩心的获得及同位素年代学的发展，取得了飞速的突破，使古气候的研究扩大到各大洋盆地，为进行全球性古气候变迁的对比，开辟了新的领域。陆地沉积往往遭受破坏，不易保存完整的气候记录，只能了解片断情况，而深海沉积物保存连续完整，气候记录齐全，为大洋领域古气候的研究提供了有利条件。根据各大洋海相沉积的研究成果，进行全球性气候变化系列对比，已获得初步成效。

海洋古气候的标志，一方面通过沉积物中所含浮游有孔虫化石的种属组合反映出来，另方面是通过大洋生物介壳的氧同位素($O^{18}/O^{16}$)的比值测定古海水温度。此外，还可通过深海沉积物中的浮冰碎屑、碳酸盐含量及硅藻分析，推断古海水温度，从而再推断出古气候情况。

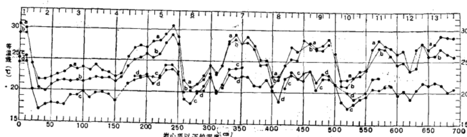



图 6-17　赤道大西洋 A179—4 钻孔岩心中四种有孔虫 $O^{18}/O^{16}$ 比值的变化曲线
a. 红拟抱球虫(*Globigerinoides rubra*)　b. 拟抱球虫(*Globigerinoides sacculifera*)　c. 抱球虫(*Globigerina dubia*)
d. 圆幅虫(*Globorotalia menardii*)

埃里克森(D.B. Ericson)等人，根据对大西洋岩心中有孔虫化石的研究，发现可作为古气候标志的有孔虫有下列属种：门氏圆幅虫 (*Globorotalia menardii*)，生活在赤道及中纬度的大洋中，代表温暖海水种；截锥圆幅虫 (*Globorotalia truncatulinoides*)，其右旋壳的代表温暖海水种，左旋壳的代表寒冷海水种；厚壁抱球虫(*Globigerina pachyderma*)，属于冷水种，但右旋壳的多生活于温暖海水中，左旋壳多生活在冷水中。同时，再加以同位素测年技术的应用，推导出深海沉积岩心所反映的更新世气候变化曲线的年代表(图 6-17，18，19)。

艾米利亚尼(C. Emiliani)等利用有孔虫壳的氧同位素分析，研究了古海水温度，编制了加勒比海洋面水温综合曲线，划分出 70 万年以来有九次冷暖交替的旋回。这种变化规律，同时被其它方面的研究所证实。1969 年海斯(Hays)等人利用碳酸盐的百分含量研究古气候，发现赤道太平洋 70 万年内有七个碳酸盐沉积旋回，含碳酸盐高的层位，是温度较低的时期；含碳酸盐低的层位沉积在温暖的间冰期。

利用浮冰碎屑作为气候标志，发现北太平洋 120 万年以来有 11 个浮冰碎屑增多时期，70 万年以来至少有六个冰川堆积带。西北太平洋浮冰初始时期大约在 150 万年前。

赤道大西洋第四纪沉积物中有孔虫的研究表明，变冷时间在130万年以前。从130万年至70万年前之间，气候较温暖，但有若干短暂而强烈的寒冷期。70万年以后则出现多次持续时间较长的冰期气候。深海沉积物所表现出来的气候变化，等频现象非常明显，这对于传统的大陆冰川地区气候变化的非等频现象，是一个重大的修正，也必将导致对第四纪古气候的重新认识。近年来刘东生等人正在对黄土地层及其所含的古土壤层所表现的气候变化系列进行研究，同时将其与海洋气候变化曲线进行对比的尝试。

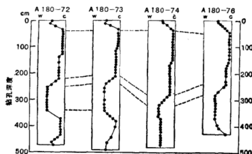



图6-18 根据有孔虫的相对丰度估算出的赤道大西洋四个钻孔岩心所反映的温度变化。整个岩心代表维斯康辛冰期及其以前的某段时期

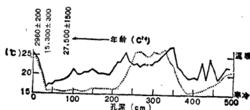



图6-19 赤道大西洋A180—73钻孔岩心中两个参数的变化

实线为 $O^{18}/O^{16}$ 比值变化曲线，虚线表示暖水和冷水浮游有孔虫的相对丰度变化曲线（引自R.F.弗林特，1971年）

# 第七章　第四纪海面变迁

许多地质迹象表明，第四纪期间大洋面的位置并非永恒不变的，它时而升高，时而降低，从而引起了多次沧海桑田的变迁。海面升降改变着海陆间的轮廓，世界上许多大陆架时隐时现，有时升出水面成为陆地，有时隐没在海底成为广阔的浅海。这种变迁在地质历史上层出不穷。沟通亚洲与北美大陆的白令海峡，在第四纪期间就曾多次露出水面成为两大洲之间的陆桥，成为新旧大陆生物群交往的重要通途(图 7-1,2)。

海面升降在地貌上和地层古生物方面留下了明显的标志，根据这些标志才能恢复不同时期的海面高度以及当时的自然环境。

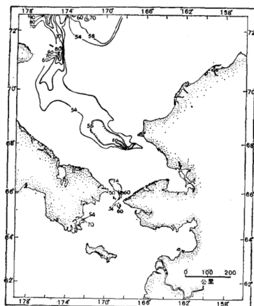



图 7-1　白令陆桥(据 D.M.Hopkins)

(海面降到－54米时的情况)

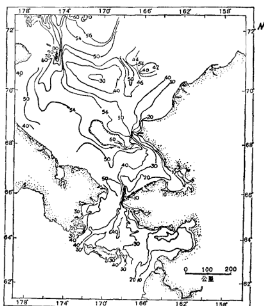



图 7-2 白令海峡等深线图
(据 D.M.Hopkins)

## 一、海面变迁的标志

### 1. 高海面标志

在现在的陆地上，特别是沿海平原，往往保存有海相沉积层以及相关的生物化石，出现残留的海成地貌类型。这些现象现在都远离海域，表明在某些时代，海水曾经上升到达过某地，因而遗留下了这些标志物。根据这些标志的性质，可以恢复古海面的位置、水深，以及海面上升时的海域环境。

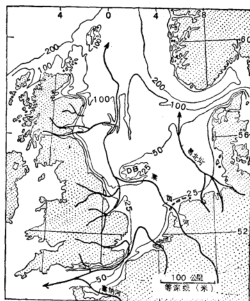



图 7-3 欧洲西北沿海被淹没的溺谷及等深线

### 2. 低海面标志

在现今海面以下的不同深

度，保存着陆相沉积层以及相关的陆相化石和各种陆相地貌类型，如湖沼、河流相沉积，三角洲，溺谷等等。这些都是在海面下降时海底变成了陆地所遗留下来的，后来又因海面上升而被淹没。现在世界上有许多著名的河流，其下游尾闾隐没在海底成为溺谷，如长江、黄河、莱茵河、亚马孙河等，都有数百公里长的溺谷保存在海底（图 7-3）。

## 二、海面变迁的原因

引起海面变迁的主要原因，一是构造运动，一是气候波动。这两种因素对海面变迁的影响并不完全相同，但有时互相交叉又不易区分。

构造运动可以直接引起海浸和海退。滨海地带若为构造隆起区，海水发生后退；相反，若为构造下沉区，海水则向陆地方向入浸。构造运动引起的海浸和海退，可以是大区域性的，也可能是局部性的，但不论其规模大小如何，都不会影响全球性海水水体的变化。

第四纪全球性的气候波动，使大洋水体发生增减，导致了全球性海面的周期升降。因气候波动引起的海面升降称为水动型运动(Eustatic movement)。

冰期，大洋中的部分海水以冰川形式固结在陆地上，不能随正常的大气循环及地表径流回到海洋，因此，水体减少，水层减薄，导致洋面下降。间冰期，气候转暖，冰川消融，大量融水回到海洋，海水体积增加，水层加厚，导致海面上升。这种海面升降变化是全球性的，而非局部地区性的，而且具有同时性的特点，海面升降的幅度也相近似。但因各地区构造运动的干扰，同一时期海面升降的标志高度相差悬殊。据目前的研究，第四纪晚期海面下降的最低点比现今海面约低 130 米，海面上升的最高点比现今海面大约高 10 米左右。

关于冰体融化对于大洋水体变化的影响，有人作过这样的估算：假设现今陆地上的冰川全部融化，就会产生 65 米厚的一层海水，而这层海水将使海底产生负荷，于是海底将发生大地均衡调整而下沉，这样 65 米厚的海水层引起的海面上升值应等于 65 米减去海底负荷沉降值。在深海区这种下沉量可能等于所增加的水层厚度的 $^1/_3$，但在大陆架近陆地部分，水层较薄，大地均衡调整不明显。按照这种估算，若现今全球上的冰川都消融的话，海面应该比现在升高 43 米。

已知最后一次冰期时的海面比现在的海面低 130 米，如果均衡下沉等于水层厚度的 $^1/_3$，那么冰期时的海面变动应为 90 米。但是南极洲的冰盖自形成之后从未全部消失掉，至于间冰期时南极大陆冰盖和格陵兰冰盖到底消融了多少，目前尚不得知。因此，第四纪各个时期海面升降的幅度仍是一个尚待研究的问题。

法兰德 (Farrand) 应用消冰半轮回期 (deglacial hemicycle) 的理论探讨冰川消融与

海面升降的关系。消冰半轮回期即指冰川从其最外围开始后退，直到大陆冰盖全部消失的那个时期。消冰半轮回期同水动型海面上升关系的概念，只是一种理论上的假设。

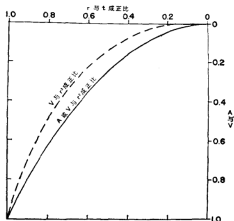



图 7-4 消冰半轮回期冰盖面积、体积同半径的变化关系

A——面积 V——体积 r——半径 t——时间

假设圆形冰盖半径 r 以一个恒定的速率减小，冰盖的面积将与 $r^2$ 成正比而减少。在冰盖半径减小的初期，冰盖面积的减少最快，这条曲线是一条抛物线。如果圆形冰盖的厚度保持恒定，那么冰盖的消融就象一个盘子那样固定地减小其半径，所以随时间而减少的面积图示也就是体积减少的图示，或者是等量的冰川水动型海面上升的图示。如果冰盖厚度的减少与半径的减小成线性关系，而冰盖体积的减少则与 $r^3$ 成比例（图 7-4）。根据上述理论，冰川水动型的海面上升在冰川消融初始时较迅速，在最后期间则相当缓慢。从距今 18,000 年前到 16,000 年前，海面变化曲线同冰川体积的变化曲线和面积的变化曲线并不吻合；从 16,000 年前到 12,000 年前，海面变化曲线同冰川体积的变化曲线则相当吻合。12,000年前冰盖保持大致恒定的厚度，回到海洋中的融水体积同冰川外缘面积的丧失成比例。从12,000年前到 8,000 年前海面上升很快。在 6,500 年前北美的大冰盖已经消失，海面曲线仍上升了 10 米。在最近的 7,000 年中，大多数海岸被淹没了 8—12 米（图 7-5）。

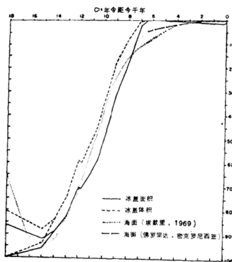



图 7-5 自 18000 年以来冰盖面积、体积及海面变化曲线

冰川水动型海面升降幅度的估算，是在假设大洋盆地没有变形的基础上，将冰期的冰川体积和间冰期的冰川体积的差值换算成海水的深度。这种估算方法存在着较大的误差，如冰川的同时性

问题，大冰盖的厚度和体积并不完全类似的问题，以及海水层增加一定厚度所产生的大地均衡效应如何？

目前估算冰期和间冰期海面升降的数值，比较可靠的方法还是通过地质现象的研究，得出相应的变化曲线。譬如沉积层的岩相分析，海陆生物化石的分布及埋藏深度，化石的种类及生态变化，化石的年龄，古岸线的位置，等等，都是研究海面变迁的重要证据。

关于海面升降变化的时间，近年来普遍应用$C^{14}$年龄测定方法，研究4—5万年以来的海面位置，取得了显著成果。测定材料主要是采用过去生活在浅海中和陆地上的生物化石，而且是未经搬运留在原地的。根据许多地点的生物化石的$C^{14}$年龄以及它们所在的深度，做出时间深度曲线，得出不同类型的生物化石的年龄，就可推算出当时的海面高程，制出海面变化曲线图。连接各点的曲线是一个渐近线，反映了海面升降变化的速率和所在位置。晚冰期的海面高程变化，由于所占的时间范围只是距今15,000年前后，所以构造运动所引起的海面相对升降可以忽略不计。但是陆地与海面相对运动的幅度在各个海岸带的差异，随着时间越久远而越显著，所以要寻找一个全世界统一的、高度相同和生成时代也相同的古海岸线是不可能的。近年来关于古海岸线的研究，着重在各个海岸带进行生物地层学的对比及同位素年龄测定，从而得出海面变化曲线。应用$Th^{230}/U^{234}$的比值来测定海洋沉积物，可以测定距今300,000年的时间范围，因而可以得知里斯-玉木间冰期的海面。

最后冰期（玉木）的鼎盛时期，大约在距今20,000—15,000年之间，据弗林特（R. F. Flint，1971）估算，当时大陆上有7,697万立方公里的冰川，而现在只有2,625万立方公里。由此可见，自冰期结束以来已经消融了5,072万立方公里的冰川补给了海洋，这个数量足以使世界洋面升高132米。$C^{14}$测年方法的应用也证实了这一估计。

## 三、中国海域的海面变迁

中国东部各海域自更新世以来曾发生过多次海面升降，特别是晚更新世初以来，沿海平原普遍发生过三次明显的较大规模的海浸和海退。这些沧海桑田的变化，无论在大陆上或海底都留下了一系列遗迹。东部平原的海相层主要分布在各大河流下游及三角洲地区，如华北平原、苏北平原及长江下游平原，都有若干层海相沉积埋藏在平原深处，其分布范围可从现在海岸向内陆伸延近百公里，甚至沿河谷上朔数百公里。从微体化石分析，东部地区大体平行于海岸线排列的白洋淀——微山湖——洪泽湖——太湖等湖泊，第四纪期间都曾程度不同地经受过海浸影响。我国东部诸海域的海底广泛地遗存着陆相或滨岸相沉积层及相关的生物化石，表明这里曾经历了数次海退而出露在海面以上成为陆地。

近年来东部平原的钻孔资料和东部海域的海底钻孔资料都充分证实了第四纪期间海面升降的变化过程。

我国东部各海域第四纪海面变化简况：

### I．渤海海面的变迁

渤海周围既有构造上升区，也有大范围的下沉区。河北平原就是新生代以来的主要沉降区，组成平原的第四系有陆相沉积层和海相沉积层。平原东部自埋深 80 米以上有三层海相层，中间被陆相层相隔，这是晚更新世以来渤海海面多次升降的证据。此外，据有关资料分析，早-中更新世，渤海西岸还有数次海水进退的过程，地层中遗存着很多海相标志。

晚更新世以来渤海至少发生过三次较大规模的海浸和两次海退，其中以距今 15,000 年前的海退规模最大，海面下降的幅度可达－130 米左右。三次海浸的命名是根据海浸所达到的最远范围而定的，但不同研究者的命名至今尚未统一，这里暂时采用最早的命名。按海浸的时间先后分为：

#### 1．沧州海浸

发生在晚更新世早期的一次海浸，海岸线可达沧州附近，北段可达白洋淀以东地区。自西向东水深逐渐加大，在黄骅以东的高湾至南排河一带水深达 10—20 米。山东莱州湾西岸水深达 40 米(图 7-6)。

海浸的证据以河北平原东部埋深在 80—56 米的海相层为标志，由灰、黑灰及灰绿色粉砂质粘土及细砂等物质组成，含丰富的有孔虫化石，如暖水卷转虫(*Ammonia tepida*)、光滑九字虫(*Nonion glabrum*)、施罗德假轮虫(*Pseudorotalia schroeteriana*)、简单希望虫(*Elphidium simplex*)、易变筛九字虫(*Cribiononion incertum*)等。此外，在青县附近还发现浮游抱球虫(*Globigerina*)，说明该处当时海水较深。该海相层中还含有海生介形虫及海生软体动物群，后者如兰蛤(*Aloides*)、海螂(*Mys*)、蚶(*Arca*)、依萨伯利蛤(*Chione isabelina*)、笔螺(*Mitra*)等。该海相层的孢粉组合以喜暖的阔叶树占优势，说明这时期气候温暖。

沧州海浸的时间，尚无年龄测定的确切数据，估计大约发生在距今 11 万—7 万年间，相当于最后一次间冰期。此时，在全球各海域都发生了大规模海浸。当时的海面高度比现今海面高 5—7 米。之后开始发生海退，海退时的最低岸线位置在现今海面以下 50 米附近，当时的渤海已成陆地。陆地平原上湖沼广布，发育了河湖相沉积，其顶部为泥炭层，沉积层中含有淡水动物化石。

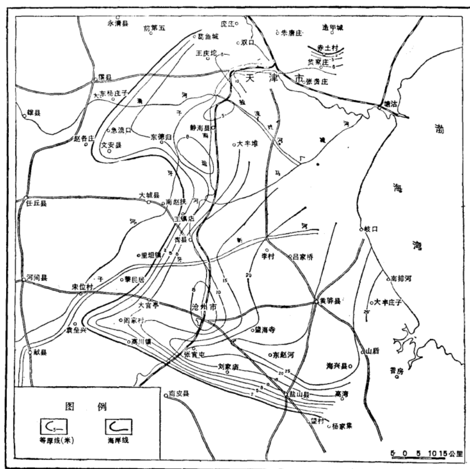



图 7-6　沧州海浸平面图(据赵松龄)

## 2. 献县海浸

这次海浸范围较大，海相层分布广泛，向西可达河北献县一带。海相层最厚达 20 余米，黄骅县的歧口至盐山县城为主要沉积区，向西逐渐变薄，至献县附近尖灭。在山东境内莱州湾一带的博兴、桓台，该海相层也广泛分布(图 7-7,8)。

海相层埋深在 44—27 米左右，下部为黑灰色、灰色粘土质粉砂，上部为灰黄色的粘土质粉砂，富含有孔虫群，其类型与沧州海浸的种类相同。此外，还有海相介形虫及海生软体动物。孢粉组合仍以阔叶树占优势。

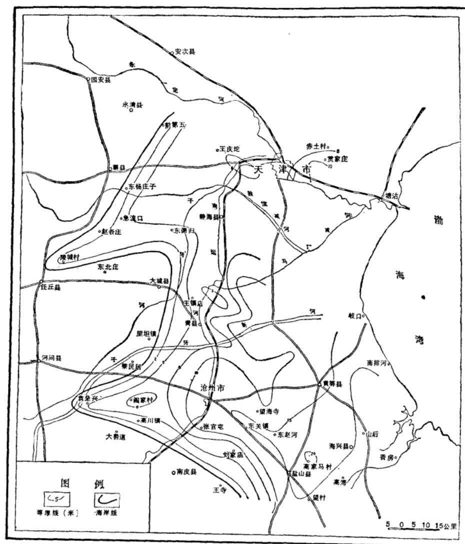



图 7-7 献县海浸平面图(据赵松龄)

献县海浸的时间发生在距今 40,000—23,000 年间，属于最后冰期中的温暖间冰阶。海相层的年代界限，根据山东东营海相层的上覆淤泥层的 $C^{14}$ 年龄测定，为距今 24,400±1,100 年；海兴泥炭层的 $C^{14}$ 年龄为距今 22,900±1,100 年。所以，献县海浸的时间上限在距今 23,000 年前，其下限，据河北滦南钻孔岩心的 $C^{14}$ 年龄，为距今 38,000 年。古地磁和沉积速率的推算也与此近似。

献县海浸时的水深，在山东广饶一带最大，深达 30 米以上，河北黄骅以东的高湾及南排河最大深度约 20—30 米。当时的水温，根据有孔虫的种类推断，可能略高于现代渤海的水温。

献县海浸的古海面比现在海面高 5 米左右，属于最后冰期中的间冰阶时的全球性高海面。

此次海浸之后,大约在23,000年前又开始发生海退，海水从渤海、黄海大陆架全部退出，使之变成陆地，华北平原的面积显著扩大，在低平原上发育了湖沼相及河流相沉积，其顶部发育了泥炭，并含有陆生动物群、针叶林和针阔叶混交林的孢粉组合。这次海退规模最大，海面下降最低。根据埃默里(K. O. Emery)等人的研究，这次低海面发生在距今 18,000—15,000年间，而在距今 15,000年前，海面下降到－130 米，这是最后一次冰期鼎盛时的全球性最低海平面。

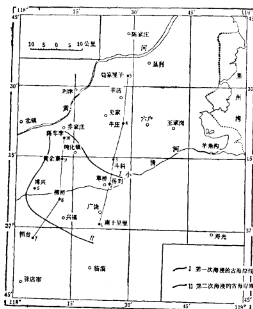



图 7-8　莱州湾西岸古岸线(据王绍鸿)

3. 黄骅海浸

此次海浸发生在全新世。海浸范围，在辽东湾北岸达到盘山地区，渤海湾西岸可达宝坻、天津、文安、黄骅地区，莱州湾西岸到达广饶地区。当时的海面比现今海面高 2—4 米左右(图 7-9)。

黄骅海浸的海相层，埋深在 16.8—5 米左右，由黑灰、浅灰色粘土质粉砂组成，含近岸浅水的有孔虫、介形虫及软体动物。这些生物群生活在小于 20 米深的水域，当时的水温与现在相似。

在滦河口外水深 25 米处，海底以下 5—6 米的淤泥层 $C^{14}$ 年龄为距今 9,165 年，那时的海面低于现在 30 余米。天津陈塘庄及黄骅南排河的海相层之下的淡水泥炭层，位于海面下 10—15 米之间，其年龄在 10,000—8,000年间。这些地区，第四纪以来为下沉区，沉积层的压缩性较大，因此所反映的古海面位置可能偏低。

据综合资料推算，8,000年前的海面大约在－5 米左右。冰后期的最高海面出现在距

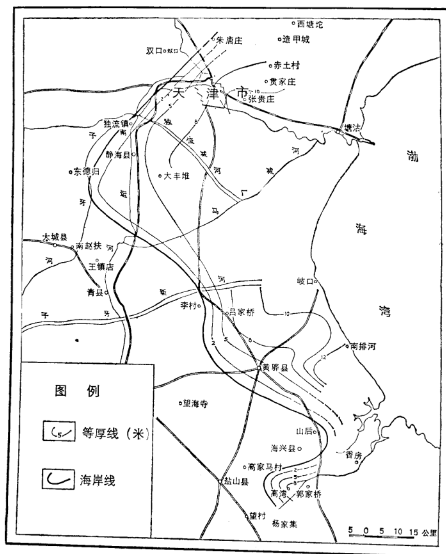



图 7-9 黄骅海浸平面图(据赵松龄)

今 6,000—5,000 年间，此时的海相层分布面积较大。根据贝壳层所反映的水深，推测当时的海面比现在高 2—4 米。自此以后，海面又逐渐下降，在海水后退过程中仍有短暂停顿，并形成了三条贝壳堤，自西向东其年龄依次为距今 4,700—4,000 年，3,800—3,000 年，2,500—1,100 年。

总之，晚更新世以来，在渤海海域表现有三次高海面和两次低海面。海面升降可与全球对比，海面升降的周期性变化与全球性的冰期和间冰期密切相关，因此，海面波动曲线与气候波动曲线基本一致(图 7–10)。

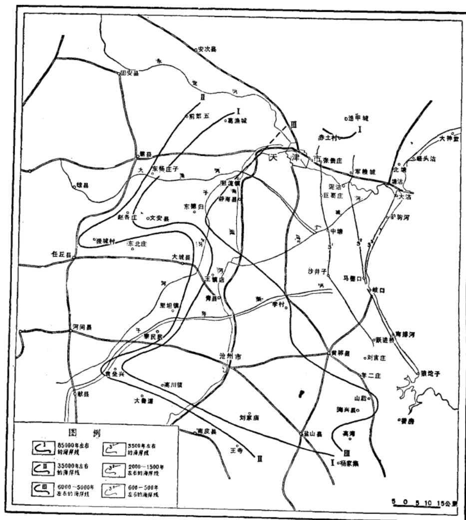


图 7–10　渤海湾西岸岸线变化图(据赵松龄)

渤海沿海平原的海浸，不限于晚更新世以来的三次，在晚更新世以前的地层中还发现数层海相沉积，但海相的证据不及上述几层充分，研究的程度也欠深入。根据李鼎容等人的研究，在北京东郊平原顺 5 孔下部深 436 米处，发现海相层，厚数米，由浅灰色细砂组

成，砂粒分选及滚圆度均良好，有清晰的水平层理，含海绿石，并富含有孔虫化石群，包括浮游有孔虫和底栖有孔虫。浮游有孔虫中抱球虫占优势，属于大洋性正常海水的喜暖生物，在现在的黄海北部及渤海早已绝迹。底栖有孔虫中以面包虫占绝对优势，也属喜暖类型。浮游有孔虫群的发现，说明早更新世早期北京平原有过较大规模的海浸，海水温度较为温暖，盐度正常。海相层的年代，经古地磁测量，其底界为距今 229 万年。

此外，河北平原在埋深 290—270 米处有一海相层，为灰绿色及黄绿色砂质粘土，含少量有孔虫化石，如四角块心虫(*Massilina quadrans*)，属温暖海水类型。这次海浸规模较大，据推测可能遍及京广线北段以东的广大地区。

河北黄骅地区在埋深 215 米至 185 米处，沉积了厚约 30 米的海相层，含有孔虫化石，如普通抱环虫 (*Spiroloculina communis*)、同现转轮虫(*Ammonia annectens*)等，也属温暖种。这次海浸规模较小，可能只限于黄骅一带。

在我国北方一些远离海岸的山间盆地的第四纪地层中，陆续发现了半咸水有孔虫化石群，如在怀来盆地、阳原盆地、运城盆地及渭河盆地都有发现。这些盆地中的有孔虫群与当时的海陆变迁关系尚不清楚，有待进一步研究。但这种现象对于恢复第四纪古地理具有重要意义。

**II. 黄海海面的变迁**

第四纪期间黄海海面变化的形式各地不一，在隆起的基岩海岸有高出海面的阶地，在沉降海岸平原深处埋藏有海相层，在广阔的浅海底上有淹没的陆相沉积及与其相关的生物化石。晚更新世，黄海同渤海一样，经历了若干次海面升降过程。全新世的海浸，海水向陆地伸入 100—200 公里，南黄海的岸线可能位于洪泽湖—高邮湖一线，水深达 30—40 米。

苏北平原及长江三角洲，在第四纪期间遭受四次以上的海浸。海州湾一带第四系地层厚达 160 米，其中含四套海相层，含有丰富的海相微体动物化石。海相层的埋深自上而下为：第一海相层 1—30 米，第二海相层 36.5—53.6 米，第三海相层 74—78 米，第四海相层 140—144 米。

海州湾第一海相层为一套浅海相与河口三角洲相的沉积，厚 1—3 米，含有孔虫化石，海浸时间开始于距今 8,000 年至 5,000 年之间。第二海相层发育好，海浸规模较大，向西可影响到苏北的丰县和沛县一带。第三海相层为海陆过渡相，厚度小，海浸较弱。这两次海浸都含有喜暖有孔虫，表明当时的海水较现今温暖。第四海相层了解不甚清楚。

黄海的第一次海退发生在距今 60,000 年到 36,000 年之间，在现在的黄海大陆架上广泛分布着残留砂，即陆相沉积和海陆过渡相沉积；在黄海底部水深 76 米处分布有泥炭

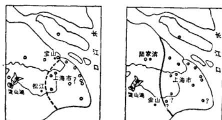
层,孢粉组合为疏林草原景观,气候干冷,黄海陆架出露在海面以上成为陆地,当时的海岸线退至－70米以下。这次海退之后海面开始上升,在泥炭层上沉积了海相层。晚更新世晚期,黄海又发生大规模海退,在北黄海海底－50米深处有泥炭层分布,孢粉组合为疏林草原,气候干冷,泥炭层 $C^{14}$ 年龄为距今12,400年。

长江三角洲地区,黄海海面有四次高海面和三次低海面。以上海地区为例,海浸开始于中更新世,这次海浸规模小,影响不大。在埋深150米处为海陆过渡相沉积,含少量卷转虫和淡水介形虫,孢粉组合以栎、枫香、榆为代表,气候温暖稍干,相当于一次间冰期的海面上升期。古地磁测年约距今30万年。此次海浸之后,冰期气候来临,海面下降,沉积了陆相层,孢粉组合以松、栎、冷杉为特征,气候干冷。其时代为中更新世晚期,可能相当于里斯冰期。

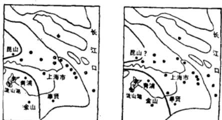
晚更新世早期的海浸,以埋深100米的海相层为标志,含有孔虫化石及其它海生化石,属于河口—滨海相沉积,孢粉组合为枫香、槲、栎、榆,气候温暖潮湿。海浸时间相当于渤海的沧州海浸。之后,玉木冰期来临,又发生海退,形成了陆相层,孢粉组合为云杉、冷杉暗针叶林,气候寒冷。

晚更新世中期海浸,海相层埋深在50米左右,厚达40米,富含有孔虫,还有海生介形类、海胆刺、角贝等化石。这些生物化石为暖水类型,分布在正常盐度的浅海及水深50米的海域中。这层海相层除上海地区外,向西伸入到苏南地区,沿长江可上溯到溧阳及丹阳附近,是本区最大一次海浸。当时的海水温度比现今高,盐度正常。海浸时间相当于最后冰期的温暖间冰阶。

晚更新世晚期,即玉木冰期的全盛期,黄海大规模海退,上海地区形成陆相层。当时的岸线位于现在大陆架外缘,整个大陆架成为陆地。




1.中更新世早期海浸层分布图　2.晚更新世中期海浸层分布图




3.晚更新世早期海浸层分布图　4.全新世海浸层分布界线图

图7-11　上海地区的四次海浸(据汪品先)

全新世上海地区又发生海浸,沉积了厚20余米的海相层。此次海浸开始于距今9,000年前,至6,000年前达到高峰,而后又逐渐后退。这次海浸的范围很广,同晚更新世中期的海浸规模近似(图7-11)。

### III. 东海海面的变迁

杭州湾以南的东海沿岸地区，第四纪以来为褶皱隆起带，更新世海浸不明显，全新世海浸规模扩大。更新世晚期，东海发生大规模海退，当时的海面下降到－150至－160米，

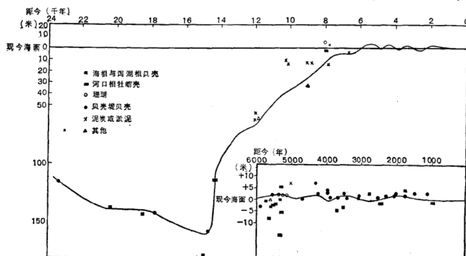



图 7-12 我国东部 20,000 年来的海面变化曲线（据赵希涛）

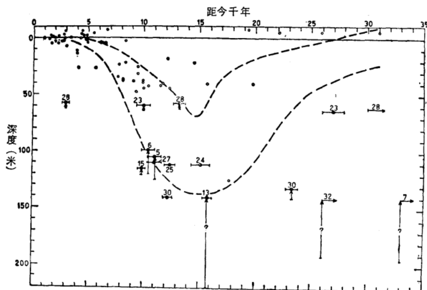



图 7-13 东海大陆架 35,000 年来海面变化曲线
----为东海大陆架海面变化的包裹线（据 K.O.Emery）

大陆架变成了陆地，一些大型哺乳动物曾群居于此。在现在的东海海底发现过象的牙齿及野牛骨胳。那时古长江水系和古黄河水系在这里汇合，最后注入冲绳海槽。

据近年来研究证明，在距今35,000年前，东海海面在－50米处。古长江三角洲分布在水深40—60米处，呈扇形展开。距今29,000—28,000年间，古海面在－110至－100米深处。距今28,000—25,000年间，海面有一次回升，升到－90米。距今25,000—23,500年间海面下降至－100米。距今23,000—20,500年间，古海面位于－130米到－140米处。自18,000年前开始，东海海面又急剧下降，至15,000年前达到最低点，即为－150至－160米。此时海岸线与大陆架外缘的坡折线重合一致，现今该处保存有古海岸阶地及砂坝等地貌痕迹及红色风化壳。上述各阶段的海面变化，都保存有沉积物、生物化石及地貌等方面的证据(图7-12,13)。

自15,000年以后，海面开始回升。在上升过程中曾有几次停顿，形成了数级水下阶地。在距今6,000年左右达到最高海面，其高程略高于现今海面。据$C^{14}$测定，距今14,440年，海面回升到－115米；14,000年前回升到－100米；12,000年前，上升到－50至－60米；8,000年前海面约为－5米左右；7,000—6,000年间，海面达到现在的高度；6,000—5,000年前上升到最大高度。

总之，中国东部诸海域自晚更新世以来发生了若干次海面变动，其中最显著的上升期出现在晚更新世早期、晚更新世中期和全新世。北方的沉降海岸带，以晚更新世的海浸范围最大，而东海沿岸则以全新世的海浸规模较大。最大规模的海面下降发生在晚更新世晚期距今15,000年前。中国东部海域的海面变动同全球性的高低海面时期是一致的，这是因气候波动引起的冰川水动型海面变化大体相同，但在不同地区又受构造运动的干扰而使之复杂化。

## 四、世界洋面的变化

世界各大洋和各海域普遍保存着第四纪海面变动的遗迹。但限于目前的研究程度，只能追朔到里斯—玉木间冰期以来的海面变迁情况，再早的变动目前尚无证据可循。近年来对海面变迁的研究，取得了一系列数据，确定了全球性海面变化曲线与气候波动曲线的相关关系。间冰期和间冰阶、冰后期是全球出现高海面的时期，冰期和冰阶是发生低海面的时期，晚更新世末，世界洋面普遍下降到－130米左右。

### 1. 太平洋的海面变化

太平洋沿岸都是年青的造山带，新构造运动极为强烈，海面升降受构造因素影响十分

明显，这是不易区分海面变动的主要原因。虽然如此，在太平洋周围仍可发现不同地区海面变化的同期性。例如，太平洋东岸的高海面年龄为距今 42 万年—33 万年、13 万年、10 万年、5 万年。高海面表现为不同高度的海成阶地及海相沉积。

太平洋西岸的海面变化，已在中国东部海域中叙述，此处不再赘述。中国大陆和日本列岛之间的大陆架曾几次出露海面成为陆地，促使两地的生物群进行交流。在马来半岛和波罗洲之间的巽它陆架上存在着近千公里长的溺谷和淡水泥炭层，这些又都是低海面的例证。

## II. 大西洋的海面变化

在巴巴多斯(Barbades)岛，根据珊瑚礁阶地的研究，发现至少有三次高海面时期。第一级阶地，年龄为距今 82,000年，海面比现在低 13—16 米；第二级阶地，年龄为距今 103,000 年，海面比现在低 10—13 米；第三级阶地，年龄为距今 122,000 年，海面比现在高 6 米。

巴哈马 (Bahama) 群岛的高海面年龄分别为距今 160,000 年、195,000 年和 260,000 年。美国佛罗里达州沿海的高海面年龄为距今 101,000 年、145,000 年、170,000 年及 215,000年。

晚更新世北美大西洋陆架海面变化的情况，根据海底及沿岸各种标志物的 $C^{14}$ 年龄测定，表明在距今 30,000—35,000 年间为高海面，海面高程接近现在；距今 21,000 年至 15,000年间海面急速下降，在15,000年前达到最低位置，低于现在海面130米；距今14,000 年海面又开始回升，至 7,000 年前达到全新世最高海面(图 7-14)。

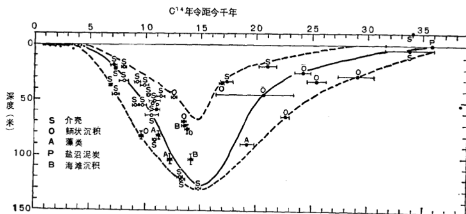



图 7-14 大西洋陆架海面变化曲线及标志物埋藏深度及年龄

黑线表示 35,000 年以来的海面变化曲线　　虚线表示数值的包裹线（据 K.O.Emery）

在北美大西洋陆架上，水深 36—120 米处发现了较多的象类牙齿化石，它们分布在远离陆地 300 公里的浅海中，说明当时的大陆架曾经是广阔的平原。密西西比河的溺谷延伸到现在海面下 105 米的陆架上。此外，陆架上普遍存在泥炭，孢粉组合以云杉、松为主，反映为寒冷的冰期气候。

大西洋东岸同样保存着海面变化的标志，尤其是晚更新世以来的遗迹较多。在北海海底 70—80 米深处，莱茵河的溺谷延伸 720 公里，英国东部的一些河流原来是莱茵河的支流，现在被海峡所分离；易北河的溺谷延伸 500 公里。在英吉利海峡及波罗的海的海底水深 30 多米处有泥炭层发育。这些例证表明了大西洋海面的下降情况。海面上升的标志在荷兰一带表现极为明显。据钻孔资料揭示，莱茵河三角洲沉积层与海相沉积层成为互层，海相沉积层向陆地方向尖灭，这些海相层可能是迭置在区域性构造沉降带上，但海面高度不易确定。在英国、法国、西班牙等国的海岸带，都发现有不同间冰期的海相沉积层。欧洲沿海全新世的弗兰德林 (Flanderian) 海浸最为明显。据摩洛哥西海岸的资料证明，在距今 23,000 年前海面比现在低 6.5 米，15,000 年前低 99 米，13,900 年前低 100 米，11,000 年前低 82 米，9,000 年前低 24 米。

### III. 地中海与黑海的海面变化

地中海沿岸是阿尔卑斯造山运动的主要活动带，新构造运动十分活跃，因此，地中海沿岸的海浸和海退表现极为复杂，既有水动型的海面升降，又有构造运动的严重干扰。地中海沿岸保存的多级古岸线，以不同高度的阶地为标志，代表各间冰期的高海面。自老而新有下列几级：西西里(Sicilian)阶地，高 90—100 米；米拉佐(Milazzian)阶地，高 55—60 米；提仑尼安(Tyrrhenian)阶地，高 28—32 米；蒙纳斯提尔(Monastirian)阶地，高 18—20 米；沃西里(Versilian)阶地，高 7—8 米。高海面时期为距今 32 万年，20 万年，18 万年，14 万年，11.5 万年，8.5 万年及 7.5 万年。

海面变化在内陆海也有反映，晚更新世以来黑海就有多次海浸和海退，海面升降同大洋的海面变化有密切关系，变化曲线也很相似。当地中海的海面下降到现今海面以下 100 米时，黑海海面也下降了 70 米。全新世黑海海浸开始于晚冰期的阿勒露德(Allerodian)期，至距今 5,000 年前达到最高峰，海面高出现今海面 2—3 米，这个时期称为新黑海期 (New Black Sea)。大约在 3,000 年前又开始海退，海面位于现在海面以下 3—5 米。大约在距今 1,500 年前，上升到现今的位置(图 7-15)。

世界洋面的升降变化与气候波动的关系，已有不少学者进行了研究和对比。在距今 20 万年前，海面低于现在海面 6 米或与之接近。艾米莉安尼(C.Emiliani)用有孔虫介壳

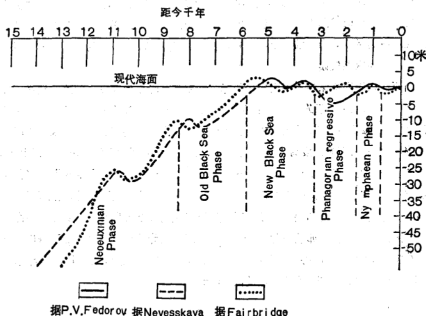



图 7-15 黑海自 15,000 年以来海面变化曲线

中氧同位素比值,测定出当时的温度曲线,显示为一个温暖期,但比今天稍冷。此外,她所作的北纬 65° 的日照曲线也指出该时期为日照高点。因此,海面上升和气候变化中的温暖期是一致的。

距今 13—12 万年间的高海面,其高程接近或略高于现代海面。奥斯蒙德(J.K.Osmond)等人认为高出 10 米,又有人认为高出 6 米。此时期的气候较今更为温暖。布鲁克(W.S.Broecker)对加勒比海有孔虫氧同位素比值的研究,得出在 12.5 万年前是一个热高峰期,日照曲线也表明是个热高峰期。距今 8 万年前的高海面,其高程与现在海面相近或略低些。有人指出,在 10 万到 6 万年前是一个由温暖逐渐变冷的时期,但其中在 8 万年前和 7 万年前是两个温暖期。埃里克森(D.B.Ericson)的研究指出,在 8 万年前有一个与现今相似的温暖期,日照曲线也同样为日照高点。距今 3 万年前的高海面,高程略低于现今海面。全新世的海浸在 6,000 年前达到高峰,高出现在海面 2—4 米,而后又后退到现在的位置。全新世的高海面时期与大西洋期的气候最宜期是一致的。

研究第四纪海面变迁的规律,有助于了解第四纪古地理环境的演变,对于开发沿海地区的地下水和石油都具有重要意义。

# 第八章　新生代造山运动与火山活动

## 一、新生代造山运动

新生代的开始意味着地质历史进入了一个新阶段，全球发生了剧烈的造山运动。第三纪是造山运动最为剧烈的时期。在这个时期，欧洲发生了阿尔卑斯造山运动，亚洲发生了喜马拉雅造山运动，环太平洋带也发生了强烈造山运动。海洋范围缩小，陆地面积扩大，出现了现在的海陆轮廓(图 8—1,2,3)。



图 8-1 第三纪初期的古大陆(引自 Carl K.Seyfert)

新生代最强烈的环太平洋造山带和纬向带即地中海一喜马拉雅造山带，也是全球地震和火山作用最强烈的地带。此时，环太平洋的古海槽隆起为高山和岛弧。贯通欧亚非之间的古地中海，由于阿尔卑斯造山运动的褶皱隆起而被分割，出现了现在的地中海及两岸的山系。喜马拉雅造山运动迫使古地中海东部海水退却，隆升为陆，并继续抬升而形成西南亚洲一系列高大山系和喜马拉雅山脉。地球的面貌发生了巨大变化。



图 8-2 第三纪中期的古大陆



图 8-3 现代的大陆轮廓

### I. 阿尔卑斯造山运动

阿尔卑斯造山运动，开始于白垩纪末，在新生代分为四个造山幕，即古新世幕，始新世幕，中新世幕和上新世幕。特别是中新世造山幕最强烈，缔造了阿尔卑斯山、阿特拉斯山和比利牛斯山脉。

### II. 喜马拉雅造山运动

喜马拉雅造山运动，是指出现在亚洲的新生代造山运动，在地球的构造史上，它是最年青最强烈的造山运动，不仅形成了地球上最高的山脉、最高最大的高原，而且波及到亚洲和我国的广大地区。

喜马拉雅造山运动，开始于晚白垩纪，一直持续到第四纪，共分为四个造山期(以珠穆朗玛峰地区为例)：

（1）第一期 晚白垩纪

白垩纪在珠穆朗玛峰地区是海洋环境，当时为东西向海槽。白垩纪晚期，遭受花岗岩侵入，并且开始隆起，海水面积缩小，孕育着喜马拉雅山脉的形成，但仍未脱离海盆的基础。

（2）第二期 早渐新世

始新世时，珠穆朗玛峰地区仍为海洋环境，沉积了海相石灰岩。早渐新世，除个别海盆外，珠穆朗玛峰南部已升出海面，并伴有强烈褶皱和断裂，以及岩浆活动。

（3）第三期 中新世

喜马拉雅运动在此期达到高峰，是最强烈的一次造山幕。大规模的褶皱、断裂、岩浆侵入和混合岩化等作用，均发生于此期。由于强烈隆起使整个珠穆朗玛峰地区上升成陆地，从而结束了海洋的历史，揭开了地质史上新的一幕。此时，沿喜马拉雅山南坡出现东西向大断裂，形成东西向断陷谷地——锡瓦利克沉积带，沉积了厚达数千米的锡瓦利克系，包括渐新统、中新统和上新统，沉积物质来自喜马拉雅山地，粒级自下而上变粗，表明山地仍在继续上升。

喜马拉雅山北坡，发现了晚上新世的砂砾岩，含有高山栎化石。据高山栎植物化石判

断，第三纪末珠穆朗玛峰北坡至少已上升到海拔 2,000 米左右的高度。

（4）第四期 第四纪—现代

第四纪以来喜马拉雅构造运动的特征是以翘起为主。

早更新世初，以大面积、大幅度的隆升为特征，珠穆朗玛峰地区的现代地形格局开始出现，一些山峰达到雪线以上，出现了冰川。推测已上升至 2,500—3,400 米的高度。

中更新世晚期，珠峰地区已具备现代地形的基本轮廓。上升幅度最大，约 3,000 米，此时的高度达 6,000 多米，发生了大规模冰川。

晚更新世，构造活动仍在继续，但已不及前期强烈。地表形态已与现代相似。上升幅度约 700 米，高度达 7,000 多米。

全新世到现代，地壳仍继续上升，珠峰达到现在的高度即 8,848 米。

## 二、地震活动

### I. 世界地震带的分布

地震并非均匀地分布在地球的各个部位，而是受地质构造条件控制的。地震带与新生代的造山带和构造活动带相一致。世界上的大地震集中发生在环太平洋的边缘地带和欧亚大陆的南部(即纬向带)，其次分布在大陆内的一些构造活动带(图 8-4)。

#### 1. 环太平洋地震带

环绕太平洋的东、北、西沿岸，地震活动极为强烈，是地球上最主要的地震带。全球约 80% 的浅源地震、90% 的中源地震和几乎所有的深源地震都集中于此带。所释放的地震能量约占世界地震全部能量的 80%。

环太平洋地震活动带的分布分为东西两支。东支从堪察加半岛开始，向东经阿留申群岛到阿拉斯加，再转向东南经北美的落基山脉、海岸山脉，再向南到南美的安第斯山脉；西支从堪察加半岛开始向西经千岛群岛到日本。在日本又分为两支，向东南的分支经马里亚纳群岛、关岛，向西到雅浦岛附近；向西南的分支经日本琉球群岛到我国的台湾，向南经菲律宾到苏拉威西岛的东北部。在此与另一地震带相汇合，向东经伊里安岛北部、所罗门群岛、斐济岛和汤加群岛，到新西兰。

环太平洋带的地质构造和地貌上的最大特点是弧形构造非常发育，而太平洋西岸更为明显，弧形突出部位向着大洋，凹进的部位朝向大陆。弧形构造表现为岛弧和深海沟相伴出现，地震带与其相符。环太平洋东岸的地震带，即南北美洲沿岸，与太平洋西岸不同，这里没有发育完整的岛弧构造，而是由新生代的年青造山带组成。剧烈的褶皱与断裂伴

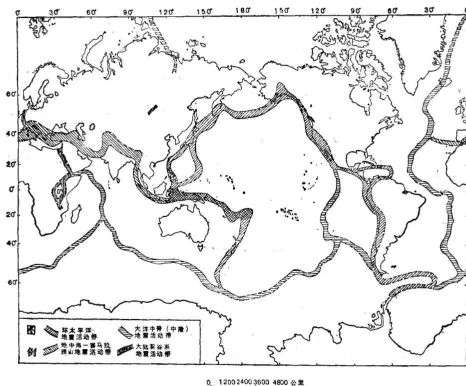



图 8-4 世界地震带（据《中国地震地质概况》）

随着山脉的隆起而产生，同时导致了强烈地震出现在这些年青山脉的大断裂带上，如北美的圣安得列斯断层及南美智利沿岸的大断裂带，在人类历史上这里曾发生过多次强烈地震。

2. 地中海—喜马拉雅纬向地震带

该地震带分布范围，以喜马拉雅山为起点向东西方向伸展，向东至中、印、缅三国边境地区拐成南北向，然后经缅甸、苏门答腊，最后在伊里安岛一带同环太平洋地震带交汇在一起。从喜马拉雅山向西经帕米尔、兴都库什山，再沿高加索山经小亚细亚半岛进入地中海，最后经摩洛哥至大西洋中的亚速尔群岛，与大西洋中脊地震带相连接。这个带以浅源地震为主，部分地区也有中源地震。强烈地震主要发生在弧形构造带和弧形山地，特别在隆起与下沉幅度最悬殊的地带，强烈地震最为频繁。

除上述两大地震带外，还有大陆断裂谷地震带。因区域性大断裂而产生的地堑系或

断陷带，如东非地堑、红海地堑等等，地震活动性很强，均为浅源地震，发生在地壳范围内，与地壳扩张和断裂位移有关。

**II. 中国地震带的分布**

中国是世界上地震较多的国家之一。东部受西太平洋地震带影响，西部属地中海—喜马拉雅地震带，由于处在两大地震带之间，所以地震活动比较强烈，特别是西部地区较东部更为强烈。西部的构造线走向以北西或北西西为主，垂直运动表现明显，地形高差悬殊，地震多发生在褶皱断块山地两侧和盆地边缘，如青藏高原边缘、天山两侧及河西走廊等地。东部地区形成北东和北北东占优势的构造线，并与北西或北西西构造线共轭，构成X型断裂系统，形成北东向的隆起与断陷，强地震主要集中在这些断陷盆地的边缘和下沉平原的断裂带上，如汾渭地堑、郯城—卢江断裂带等。

东西两大地震带的分界线，大致是北起贺兰山，向南经六盘山，穿过秦岭的天水、武都，经四川西北至泸定一带，再向南延伸到云南东部，止于石屏、建水一带，总长2,000余公里，宽度各处不一，由数十公里至百余公里左右。这条分界线由一系列大规模的断裂带和长条状的断陷盆地所组成，在地质上称为南北构造带，与此相应的存在着南北地震带。南北构造带的南段主要是南北走向；在川西北和甘肃东南部由北东向和北西向断裂组合，总的走向为北偏东的复杂形式；在天水以北由南北向、北北东向和北西向断裂所组成。这个带是一个明显的重力场密集梯度带，其东重力场为0至-100毫伽，其西为-200至-400毫伽。地壳厚度也是一个突变带。因此，南北构造带是划分东西两个地质块体的重要界线，是长期活动的构造断裂带，也是强震分布带。

我国境内发生的地震，绝大部分属浅源地震，一般震源深10—40公里，最浅的只有2—5公里。东部震源大多在30公里范围内，西部较深，有的可达40—50公里，喜马拉雅山一带深达60—70公里。

## 三、中国新生代的火山活动

喜马拉雅运动不仅表现为升降、褶皱和断裂运动，并伴随有大规模的岩浆活动，主要表现为熔岩溢出及火山喷发。因此，新生代以来火山活动带同造山带和地震带是一致的，集中分布在环太平洋带和古地中海-喜马拉雅山带，形成地球上巨大的火山带(图8-5)。

在我国，新生代的岩浆活动极为普遍，主要集中在东部地区。自第三纪以来这里发生过多次熔岩溢流和火山喷发，但在不同地区火山活动的时代并不相同。内蒙古高原的汉

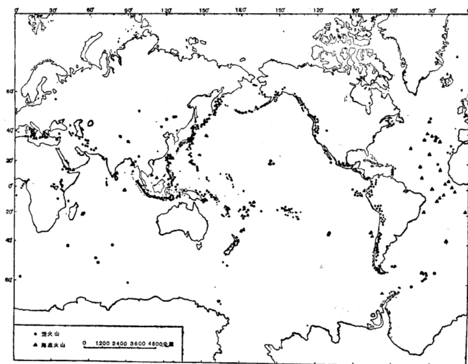



图 8-5 世界火山带(据《中国地震地质概况》)

诺坝玄武岩流，大同盆地火山群，河北平原东部的大山和小山，东北的五大莲池火山群及长白山的白头山，台湾省的火山，以及西南地区的云南腾冲火山等，都是喜马拉雅造山运动的产物。

## I. 汉诺坝玄武岩

广泛分布于内蒙古高原的东南边缘，属于裂隙式溢流型岩被，分为东西两大区。西部地区集中在内蒙、晋、冀接界区的张家口、集宁、凉城等地，形成了广阔的熔岩台地，岩石类型以橄榄玄武岩、辉石玄武岩为主。熔岩被不整合于太古界、侏罗系、白垩系以及早期的侵入岩体之上。在喷溢的间歇期，夹有湖相沉积层。玄武岩喷溢期和熔岩厚度各地不同。在内蒙古高原边沿为熔岩溢出的中心地带，喷发旋回多，厚度大，湖相沉积夹层薄而少，岩层向高原北部倾斜。自高原边缘向高原内部熔岩厚度变薄，湖相沉积增厚。湖相沉积层有灰白色砂砾层，灰绿色、黄色粘土及泥灰岩，黑色炭质泥岩夹油页岩及褐煤，含动植物化石、时代为中新世。玄武岩之下为渐新统的灰白色砂砾岩夹黑色炭质泥岩的含煤系

地层，两者呈不整合。玄武岩之上为上新统三趾马红土及砂砾层，两者呈平行不整合。玄武岩的时代，为中新世中、晚期。

东部地区的玄武岩分布于内蒙、辽、冀交界的赤峰与围场以北，西拉木伦河以南，其分布与东西向和北东向断裂系统有关。岩石类型主要为橄榄玄武岩、辉石玄武岩，不整合于侏罗系或早期的侵入岩之上，顶面被第四系上更新统黄土覆盖。在喷溢间歇期沉积有砂砾岩、粘土岩、炭质页岩、油页岩及褐煤层等，成为熔岩中的夹层。玄武岩具有清晰的喷发旋回，高原边缘旋回较发育，熔岩厚度大，围场一带厚达450米。由溢出中心地带向南北两侧，岩层微缓倾斜，厚度变薄。东部玄武岩的时代，据钾—氩法测定，年龄为22—23百万年。

### II. 大同火山群

在山西北部大同盆地散布着近20座火山锥体和大片玄武岩流，这是我国北方最大的第四纪火山群。火山锥体集中在聚落堡一带，有黑山、狼窝山、金山、阁老山、昊天寺山、牌



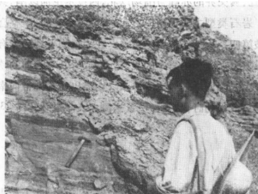

图8-6　大同火山群(据《大同火山群》)

楼山及东坪马蹄山等。此外，还有数座火山散布在大同盆地东部，如许堡东山(肖家窑头火山)、养老凹火山、神泉寺火山、谭头东山、大幸庄火山以及南山山麓的秋林火山等。火山体周围的平原上遍布着黑色玄武岩流，它们来源于不同的火山体中，自西北向东南方向流动，并逐渐尖灭。整个火山体及熔岩流构成了波浪起伏的火山群及熔岩平原(图8-6)。



照片8-1　大同东坪火山

大同火山的活动方式包括喷发式及熔岩溢流式，往往以中心式喷发开始，以熔岩溢流结束。喷发物有火山弹、火山砂砾及火山灰，这些喷出物组成了火山锥体。大量的火山灰散布在第四纪时的古湖泊中，形成火山凝灰岩夹于湖相层中。


照片8-2 大同东坪火山喷出物

炽热的玄武岩流和火山喷出的碎屑，将湖相粘土烤焦使之变成红色，湖中的大量生物也被灼烫而死，堆积成半米厚的蚌壳层被掩埋在火山喷出物之下。玄武岩流最厚达20米左右，薄者数米，柱状节理极为发育。玄武岩溢流主要有两期，分别夹于湖相层和红色土之中，有的直接裸露于地表，形成垅岗。火山喷发的次数较多，在桑干河北岸于家寨剖面的湖相层中就夹有三层火山凝灰岩。

大同火山的活动时代，开始时间尚不得知，有可能从第四纪早期开始。最后熄灭的时间，西部火山群区较晚，一直延续到晚更新世马兰黄土期还有喷发。东部的火山在中更新世晚期就已熄灭。用热发光法测定黑山附近玄武岩年龄为16.7万年± 8,000年。*桑干河北岸于家寨剖面上部玄武岩烘烤层热发光测定的年龄为34万年。这些数据说明，大同盆地火山活动的时代主要发生在中更新世。


照片8-3 大同肖家窑头火山喷出的碎屑物

* 构造地貌学术会议论文，1981年。

### III. 白头山火山

第四纪时，长白山的白头山火山强烈爆发，初期溢流玄武岩，后期转为中心式喷发，喷出大量白色浮石和正长岩，因此形成了白头山。中更新世后，白头山继续爆发，又喷出大量浮石，原来的火山口被崩裂扩大，成为一个大型破裂火山口，直径 3—4 公里，深达 375米，聚水成湖，即著名的天池。更新世末白头山仍有活动，喷出粗面岩。

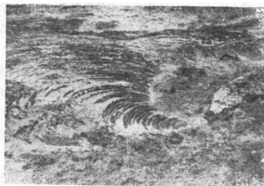


照片 8-4 桑干河岸玄武岩的柱状节理

### IV. 五大莲池火山群

位于黑龙江省德都县，是我国最年轻的火山群之一，它的最后一次喷发是在 1720 年。目前正处于休眠期，但仍有地震和地热显示。由于火山喷发形成了五个堰塞湖，即著名的五大莲池。

五大莲池火山的喷发期分为两期：



照片 8-5 大同盆地桑干河南岸玄武岩流环

晚更新世喷发，开始溢出玄武岩，覆盖在冲积层之上，形成玄武岩台地；后期喷发物为火山锥熔岩，覆于玄武岩之上，构成火山锥体，由集块熔岩和火山砾组成，厚 30—140 米。

全新世喷发，早期为熔岩溢出，后期为喷发物质，形成火山锥体，如老黑山和火烧山。

除了上述几个著名的火山群及熔岩流之外，在我国东部其它地区还有火山活动遗迹及玄武岩流分布，有的深埋于平



照片8-6 大同盆地六棱山麓第四纪玄武岩与古老花岗岩之接触带
左: 玄武岩 右: 花岗岩

原下部，有的直接裸露地表。如河北平原深处有第三纪和第四纪的火山喷发物及玄武岩，而靠近海岸的小山和大山，直接出露地表，成为平原上两座稀有的火山锥体。此外,江苏、山东及太行山麓，都有上新世和第四纪的玄武岩分布。

### V. 腾冲火山群

是我国西南地区最大的火山群，位于云南省腾冲县。腾冲火山群为数众多，大小火山不易统计，具有明显火山口的火山锥就有20座,流出的熔岩面积264平方公里，再加上沿裂隙溢出的熔岩,总面积达750平方公里左右。

腾冲火山共分五个活动期,其中上新世火山分为两期,第四纪火山分为三期。

第一期为上新世火山岩，分布于龙川江河谷及大盈江左岸梁河县南林煤矿。在上新世煤系中夹有一层灰绿色辉石玄武岩，厚度20—60米，往上为80—280米的砂岩、砂砾岩及玄武质凝灰质砂砾岩,再上为深黑色粗面岩。

第二期为上新世末期的基性熔岩,不整合覆于燕山期花岗岩或第三系之上,在基性熔岩之上又被早更新世的冲积砾石层所覆盖。出露岩石为黑色及深灰色致密块状橄榄粗面岩。绝对年龄为720万年。

第三期为早更新世和中更新世之间的活动，岩性为中性和中酸性熔岩,火山体高大,熔岩量多,已经强烈风化,火山机构已遭破坏,火山体之上有火口湖,分布在腾冲县城以南和以北。根据岩性可分为两次活动:第一次为玄武岩,第二次为角闪安山岩。

第四期为中更新世末到晚更新世的活动,属中心式喷发,岩性为玄武岩。分为两次活动:第一次喷发时代在中更新世末与晚更新世之间,全部为熔岩,岩性为橄榄玄武岩,火山锥起伏不大,可能属盾状火山。第二次活动发生在晚更新世末，有三个明显的火山口,分布在腾冲的来凤山和交椅山,火山锥呈层状,由熔岩及火山角砾层组成，岩性为致密块状安山玄武岩。

第五期为全新世火山活动期,属中心式喷发,火山外貌保存完整，有明显的火山锥和火山口,由熔岩和火山角砾的互层组成。分为两次活动:第一次是全新世早期的喷发，有12个火山锥,锥体完整,如黑空山,相对高程214米,锥顶有火口,直径140—150米，深达

60米，火山口附近有浮石。有的火山口聚水成湖，如龙潭，岩性为安山玄武岩。第二次活动期即现代火山，如大空山、铁锅山、打鹰山和马鞍山，火山外貌清晰，锥体完整，由层状熔岩流组成，岩性为细粒安山玄武岩。

总之，腾冲火山的岩性是：第一期为玄武岩，第二期为玄武岩，第三期为安山岩及酸性岩类，第四期为橄榄玄武岩，第五期为中性偏基性的安山玄武岩，构成了两个由基性到酸性或中性的岩浆活动旋回。

### VI. 华南沿海的火山

主要集中在雷州半岛和海南岛地区。雷州半岛的火山分布在半岛北部和南部，以及半岛东西两侧海湾中的岛屿上；海南岛的火山集中在琼北地区。雷琼地区为新生代拗陷，火山活动与之密切相关，自第三纪以来沉积了厚达3,000米以上的新生代地层，其中夹有多层火山岩。第四纪开始雷琼地区逐渐上升，火山活动规模最大，形成第四纪早期大片的玄武岩被。以后火山活动规模逐渐缩小。火山活动主要受基底断裂控制，在雷州半岛，沿北东—南西断裂带和北西—南东断裂带的相交处，形成了巨大火山群。琼北的玄武岩流则受东西向断裂控制。火山活动结果，在地表上形成大面积玄武岩被和成群的火山锥，整个雷琼地区玄武岩的分布面积约7,500平方公里，火山锥近70座。

雷琼地区的火山活动，在第三纪有多次间歇性喷发，第四纪有早期、中期、晚期和近期四次活动。每期活动又包括多次火山喷发。每次喷发之后均有相当长时间的火山宁静时期，因而火山岩经受了强烈风化，形成厚层红土风化壳。所以后期的火山岩常常覆盖在前期的火山岩风化壳之上。

早期火山岩分布最广，主要集中在琼北和雷南等地，以玄武岩溢流为主，火山锥多为熔岩锥，火山碎屑较少。中期火山岩分布在雷南中部，也以玄武岩流为主。晚期火山岩中，火山碎屑明显增加，火山锥以碎屑为主，主要分布在雷北和雷南。近期火山以喷发火山碎屑为主，几乎所有的火山锥均由火山碎屑组成。雷琼地区的火山活动早、中期以裂隙式熔岩溢流为主，晚、近期则以中心式喷发为特征。

雷琼地区火山活动的时代，根据火山岩和第四纪地层的接触关系推断：早期火山岩覆盖在湛江组($Q_1$)之上，又被北海组($Q_2$)所覆盖，其时代应为早更新世晚期。中期火山岩覆盖在早期火山岩风化壳之上，或与中更新世海相地层整合接触，其上被晚更新世田洋组火山口湖沉积覆盖，故其时代应为中更新世。晚期火山岩覆盖在北海组的风化壳之上，发育有2—10米的风化壳红土，其上被近期火山岩覆盖，时代应为晚更新世晚期。近期火山岩覆盖在晚期火山岩风化壳之上，岩石未经风化，时代应为全新世早期。

# 参 考 文 献

1. 曹家欣,1978年,研究地球近代史的科学——第四纪地质学, 自然杂志 1978年(10)
2. 巴甫林诺夫,1956年,第四纪地质讲义(上册),北京地质学院
3. 华东石油学院,1977年,沉积岩, 石油化学工业出版社
4. 吴磊伯等,1962年,海滨砾石组构分析的一个实例, 地质学报,42卷4期
5. 朱显谟,1958年,关于黄土层中红层问题的讨论, 中国第四纪研究,1卷1期
6. 朱显谟,1965年,我国黄土沉积物中的古土壤, 中国第四纪研究,4卷1期
7. R. F. Flint,1971,Glacial and Quaternary Geology.
8. 刘东生等,1964,第四纪地质问题, 科学出版社
9. 杨钟健、德日进,1932,山西东南部晚新生代地层, 中国地质学会会志,12卷
10. 杨钟健、德日进,1930,山西西部陕西北部蓬蒂纪后黄土期前之地层观察 地质专报甲种8号
11. 1959年,三门峡第四纪地质会议文集, 科学出版社
12. 裴文中,1965年,关于第三纪——第四纪分界线的一些意见, 中国第四纪研究,4卷2期
13. 袁宝印,1978,萨拉乌苏组的沉积环境及地层划分问题, 地质科学,1978(3)
14. 贾兰坡等,1966,陕西蓝田新生界现场会议论文集, 科学出版社
15. 杨子赓等,1979,试论河北平原东部第四纪地质几个基本问题, 地质学报,53卷(4)
16. 1976年,华北地区区域地层表(河北省、天津市分册), 地质出版社
17. 1979年,东北区域地层表, 地质出版社
18. 刘椿,1977,"北京人"化石产地洞穴堆积物的古地磁学研究, 地质科学,1977(1)
19. 1977年,"兰田人"年代的古地磁学研究, 地质科技,1977(4)
20. 浦庆余,钱方,1977,对元谋人化石层——元谋组的研究, 地质学报,1977年1期
21. 李普等,1976,用古地磁方法对元谋人化石年代的初步研究, 中国科学,1976(6)
22. 程国良等,1977,"元谋人"的年代和松山早期事件的商榷, 地质科学,1977(1)
23. 刘东生等,1965,中国的黄土堆积, 科学出版社
24. 刘东生等,1964,黄河中游的黄土, 科学出版社
25. 刘东生等,1966,黄土的物质成分与结结, 科学出版社
26. 刘东生等,1962,黄河中游第四纪地质调查报告, 科学出版社
27. 刘东生,1978,中国黄土的地质环境, 科学通报,1978(1)
28. 张宗祜等,1973,中国黄土的主要工程地质问题, 地质学报,1973年2期
29. 卢演俦等,1978年,约70万年以来黄土高原自然环境变化系列探讨, 科学通报,1978(5)
30. 刘东生,安芷生等,1979,中国黄土的堆积与演化
31. 刘东生、安芷生,1979,卅年来中国黄土的研究, 中国科学院地化所论文集
32. 安芷生,1977,洛川黄土剖面的古地磁研究, 地球化学,1977(4)
33. 李华梅等,1974,午城黄土剖面古地磁研究的初步结果, 地球化学,1974(2)

34. E. H. 柯尔柏特，1959，脊椎动物的进化， 科学出版社
35. 周明镇等，1960 年，中国脊椎动物化石手册(哺乳动物部分)， 科学出版社
36. 1979 年，中国脊椎动物化石手册(增订版)， 科学出版社
37. 周本雄，1978，披毛犀和猛犸象的地理分布， 古生态与有关的气候问题， 古脊椎动物学报， 78年 1 期
38. Burkhard Frenzel, 1973, Climatic Fluctuations of the Ice Age, Translated by A. E. M. Nairn.
39. G. Wollin、D. B. Ericson、E. Ewing, 1971, Late Pleistocene Climates Record in Atlantic and Pacific Deep-sea Sediments. Science, Vol. 167, No. 3924.
40. 张家诚，1976，气候变迁及其原因， 科学出版社
41. 张家诚，1974，我国气候变迁的初步探讨， 科学通报，74(4)
42. 周昆叔，1965，对北京市两个埋藏泥炭沼的调查及其孢粉分析， 中国第四纪研究，4 卷 1 期
43. 陈承惠，1965，辽东普兰店附近含古莲子的全新世沉积物的孢粉分析， 中国第四纪研究，4 卷 2 期
44. 周昆叔，1978，北京平原第四纪晚期花粉分析及其意义， 地质科学，1978(1)
45. 徐钦琦，1979，关于冰期成因问题的探讨， 地质科学，1979(3)
46. 竺可桢，1973，中国近五千年来气候变迁的初步研究， 中国科学
47. Björn E. Berglund, 1966, Late-Quaternary Vegetation in Eastern Blekinge, South-Eastern Sweden.
48. C. Emiliani, 1967, The generalized temperature curve for the past 425,000 years. Jour. Geology, Vol. 75.
49. 赵松龄，夏东兴等，1978，关于渤海湾西岸海相地层与海岸线问题， 海洋与湖沼，9 卷 1 期
50. 王绍鸿，1979，莱州湾西岸晚第四纪海相地层及其沉积环境的初步研究， 海洋与湖沼，10 卷 1 期
51. 赵希涛等，1979，中国东部 20,000 年来的海平面变化， 海洋学报，1 卷 2 期
52. 海洋局一所三室，1979，黄海晚更新世以来古地理环境的演变， 科学通报，1979(12)
53. 林景星，1977，华北平原第四纪海进海退现象的初步认识， 地质学报，1977(2)
54. 汪品先等，1979，论上海地区的第四纪海浸，同济大学学报，1979(2)
55. David M. Hopkins, 1971, The Bering Land Bridge.
56. 中国科学院地质研究所，1974，中国地震地质概论， 科学出版社
57. 杨理华等，1974，珠穆朗玛峰地区新构造运动， 地质科学，1974(3)
58. 赵希涛，1975，喜玛拉雅山脉近期上升的探讨， 地质科学，1975(3)
59. 列别金斯基，1958 年，大同火山群， 科学出版社
60. 曹家欣，1959，大同盆地东部的新构造运动与火山活动， 中国第四纪研究，2 卷 2 期
61. 丁国瑜等，1964，河北平原及太行山麓的第四纪火山碎屑堆积，第四纪地质问题， 科学出版社
62. 1976 年，山西区域地层表 地质出版社